

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky

Studijní program: Hydrologie a hydrogeologie



Bc. Alois Burian

**HYDROLOGICKÉ SUCHO V KONTEXTU ZMĚNY KLIMATU:
PŘÍPADOVÁ STUDIE V POVODÍ BLŠANKY A LODĚNICE**

Hydrological drought in the context of climate change: Case study of the Blšanka and Loděnice basins

Diplomová práce

Vedoucí práce: prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc.

Praha, 2021

Konzultanti: Mgr. Ondřej Ledvinka, Ph.D

Ing. Adam Vizina, Ph.D

Zadání diplomové práce

Název práce

Hydrologické sucho v kontextu změny klimatu: Případová studie v povodí Blšanky a Loděnice

Hydrological drought in the context of climate change: Case study of the Blšanka River and Loděnice River Basins

Cíle práce

- zpracování literární rešerše problematiky hydrologického sucha a změny klimatu
- pomocí hydrologického modelování stanovit dopady změn klimatu ve vybraných povodích
- určit hydrologickou bilanci s ohledem na předpokládanou změnu klimatu
- vyhodnotit a porovnat vývoj hydrologického sucha v daných povodích
- zhodnotit a srovnat výsledky jednotlivých projekcí

Použité pracovní metody, zájmové území a vybrané datové zdroje

V první části závěrečné práce je vypracována literární rešerše hydrologického sucha a změny klimatu. Představena je také fyzicko-geografická charakteristika vybraných povodích. V další části práce jsou uvedené problematiky dány do kontextu za pomoci hydrologického modelování v modelu BILAN, v prostředí R Studia a Excelu. Použity byly časové řady meteorologických a hydrologických veličin.

Datum zadání: 27. 11. 2019

Jméno studenta: **Bc. Alois Burian**

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: **prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc.**

Podpis vedoucího práce:

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci na téma „*Hydrologické sucho v kontextu změny klimatu: případová studie v povodí Blšanky a Loděnice*“ zpracoval samostatně, a že jsem uvedl veškeré použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

podpis

V Praze dne 10. 5. 2021

.....

Poděkování:

Zde bych chtěl vyjádřit zvláštní poděkování vedoucímu práce prof. RNDr. Bohumírovi Janskému, CSc., který mi byl nápomocen po celou dobu mého studia. Zároveň mu tímto děkuji za veškeré cenné rady a doporučení doprovázející psaní diplomové práce. Velký dík patří mým konzultantům – Mgr. Ondřeji Ledvinkovi, Ph.D a Ing. Adamu Vizinovi, Ph.D. Také bych rád poděkoval za podporu své rodině, přátelům a přítelkyni.

Předmluva:

„Vodu neoceníme, dokud nám nevyschne studna, a to platí o všem v životě.“

– Benjamin Franklin

Abstrakt

Závěrečná práce se zabývá problematikou hydrologického sucha zasazeného do kontextu změny klimatu. Pro účely práce jsou vybrána povodí Blšanky a Loděnice, jež zejména v posledních letech trpí nedostatkem vody. Práce shrnuje základní principy sloužící k odhadu vlivu změny klimatu na vodní zdroje s důrazem na výskyt hydrologického sucha. Zároveň jsou popsány jednotlivé komponenty a procesy hydrologického modelování podmiňující tvorbu ovlivněných časových řad v blízké (2020–2050) a vzdálené budoucnosti (2070–2100). Použito je celkem šestnáct simulací vytvořených ze sedmi globálních klimatických modelů (GCM) projektu CMIP5 a tří scénářů klimatu (RCP). Změnou klimatu ovlivněné časové řady srážek a teploty vzduchu jsou odvozeny pokročilou přírůstkovou metodou, jež bere v potaz i změnu variability. Pro simulování změn je využit koncepční hydrologický model BILAN, a to z důvodu dostupnosti od Výzkumného ústavu vodohospodářského T. G. M. a jeho širokého použití v podmínkách Česka. Parametry modelu BILAN jsou kalibrovány na základě pozorovaných časových řad obou vybraných povodí. Hodnoty parametrů byly následně využity k tvorbě scénářových řad ovlivněných změnou klimatu. Výsledky práce naznačují, že vytvořené projekce předpokládají nárůst teploty vzduchu i srážkové činnosti. Vlivem těchto změn dochází ke změnám odtokových poměrů a hydrologické bilance. Na základě vytvořených simulací jsou identifikovány změny v rozsahu a sezonalitě měsíčních odtoků. Ve scénářových obdobích lze zároveň očekávat rostoucí četnosti výskytu a velikosti nedostatkových objemů. Jednotlivé výsledky jsou vyhodnoceny jak z hlediska scénářů klimatu (RCP), tak z hlediska globálních klimatických modelů (GCM).

Klíčová slova: hydrologické sucho, změna klimatu, model BILAN, nedostatkové objemy

Abstract

The final thesis deals with the issue of hydrological drought in the context of climate change. The basins of the Blšanka River and the Loděnice River have been suffering from water shortages in recent years, therefore they have been selected for the purposes of this final thesis. The thesis summarizes the basic principles used to estimate climate change on the water resources with emphasis on the occurrence of hydrological drought. At the same time, individual components and processes of hydrological modelling conditioning the formation of affected time series in the near (2020–2050) and far future (2070–2100) are described. A total of sixteen simulations created from the seven global climate models (GCM) of the CMIP5 project and three climate scenarios (RCP; Representative Concentration Pathways) are used. The time series of precipitation and air temperature, which have been influenced by the climate change, were derived by an advanced delta method that counts also with the change of variability. The conceptual hydrological model BILAN is used to simulate changes, due to its availability from the T. G. M. Research Institute of Water Management and its wide use in Czech conditions. The parameters of the BILAN model are calibrated based on the observed time series of both selected river basins. Afterwards, the values of the parameters were used to create scenario series affected by climate change. The results of the thesis suggest that the created projections assume to influence the air temperature and precipitation. The differences in runoff process and hydrological balance are caused by the mentioned changes. Based on the created simulations, changes in the range and seasonal monthly runoff are identified. At the same time, an increasing frequency of occurrence and the size of deficit volumes can be expected in scenario periods. The individual results are evaluated both in terms of climate scenarios (RCP) and in terms of global climate models (GCM).

Key words: hydrological drought, climate change, model BILAN, deficit volumes

Obsah

1	ÚVOD.....	11
1.1	Struktura práce	12
1.2	Cíle práce	12
1.3	Výzkumné otázky a hypotézy.....	13
2	HYDROLOGICKÉ SUCHO	14
2.1	Sucho jako přírodní fenomén.....	14
2.2	Definice hydrologického sucha.....	16
2.3	Příčiny a dopady hydrologického sucha	17
2.4	Hodnocení hydrologického sucha.....	19
2.5	Nedávná sucha	21
2.5.1	Rok 2015.....	21
2.5.2	Rok 2018.....	22
3	HYDROLOGICKÉ SUCHO V KONTEXTU KLIMATICKÉ ZMĚNY	24
3.1	Klimatický systém.....	24
3.2	Změna klimatu	26
3.2.1	Projevy a dopady změny klimatu	29
3.3	Hydrologické modelování jako nástroj pro analýzu dopadů změn klimatu.....	29
3.3.1	Klimatické modely	30
3.3.2	Scénáře klimatu	34
3.3.3	Postup při modelování dopadů klimatických změn na vodní zdroje	40
3.3.4	Dopady změny klimatu na hydrologickou bilanci.....	42
4	ZÁJMOVÁ ÚZEMÍ.....	44
4.1	Obecné údaje vymezených povodí	44
4.2	Povodí Blšanky	47
4.2.1	Geografické poměry	47
4.2.2	Geomorfologické poměry	49
4.2.3	Geologické poměry	50
4.2.4	Klimatické poměry.....	51

4.2.5	Hydrologické a hydrogeologické poměry	53
4.2.6	Pedologické poměry	54
4.3	Povodí Loděnice	55
4.3.1	Geografické poměry	55
4.3.2	Geomorfologické poměry	56
4.3.3	Geologické poměry	58
4.3.4	Klimatické poměry.....	59
4.3.5	Hydrologické a hydrogeologické poměry	61
4.3.6	Pedologické poměry	62
5	METODIKA	64
5.1	Vstupní datové řady	64
5.2	Zpracování vstupních dat.....	65
5.2.1	Výpočet odtokové výšky.....	65
5.2.2	Výpočet základního odtoku.....	65
5.3	Použitý software	66
5.3.1	Mapové podklady.....	66
5.3.2	Statistické vyhodnocení.....	66
5.4	Hydrologický model BILAN.....	67
5.4.1	Struktura modelu	67
5.4.2	Nastavení modelu	67
5.5	Tvorba scénářových řad.....	73
5.5.1	Použité globální klimatické modely (GCM)	74
5.5.2	Pokročilá přírůstková metoda	75
5.6	Ukazatele hydrologického sucha	76
5.6.1	Metoda nedostatkových objemů	76
5.6.2	Analýza ročních minin	77
6	VÝSLEDKY.....	77
6.1	Výsledky kalibrace modelu BILAN	77
6.2	Identifikované trendy pozorovaných veličin	78
6.2.1	Detekované trendy srážkových úhrnů.....	78
6.2.2	Detekované trendy teplot vzduchu.....	79
6.2.3	Detekované trendy v evapotranspiraci	81
6.2.4	Detekované trendy v odtoku.....	82

6.3	Změny meteorologických veličin vlivem změny klimatu	83
6.3.1	Změny srážkových úhrnů	85
6.3.2	Změny teploty vzduchu	88
6.4	Simulace změn v kontextu klimatické změny podle jednotlivých scénářů koncentrací ..	90
6.4.1	Absolutní změny odtoků	90
6.4.2	Relativní změny odtoků	91
6.5	Simulace změn v kontextu klimatické změny podle jednotlivých globálních klimatických modelů.	93
6.5.1	Absolutní změny odtoků	93
6.5.2	Relativní změny odtoků	94
6.6	Simulace změn hydrologické bilance vlivem změn klimatu ve vybraných povodích	96
6.7	Vyhodnocení hydrologického sucha	97
6.7.1	Stanovení nedostatkových objemů	97
6.7.2	Porovnání minimálních ročních odtoků	103
7	<i>SHRNUTÍ VÝSLEDKŮ A DISKUZE.....</i>	107
7.1	Souhrn	107
7.2	Sucho	108
7.3	Změna klimatu	110
7.4	Nejistoty výsledků	111
8	<i>ZÁVĚR</i>	113
9	<i>POUŽITÁ LITERATURA A ZDROJE</i>	114
9.1	Literatura	114
9.2	Digitální zdroje	124
10	<i>SEZNAM PŘÍLOH</i>	126
10.1	Seznam obrázků	126
10.2	Seznam tabulek	129

1 ÚVOD

Dokážeme si představit svět bez vody? Lze vodu něčím nahradit? Voda je nejdůležitější přírodní složkou na světě. Voda je surovinou, bez které by život nemohl existovat. Vodní zdroje v Česku jsou závislé na atmosférických srážkách, respektive na jejich množství a distribuci. To je fakt, se kterým je třeba správně nakládat, protože veškerá voda z území Česka odtéká do vedlejších států. Vodu je tak nutno na našem území zadržet a akumulovat, protože její dostupnost se podílí na formování naší krajiny, která je z důvodu mnoha nevhodně provedených zásahů v minulosti zničena. Jedním z negativních projevů nedostatku vody je sucho. Jedná se o přírodní jev, který je způsoben především déletrvajícím nedostatkem atmosférických srážek. Sucho je součástí hydrologického cyklu a má tak vliv na vodní zdroje. Jeho extrémní výskyt může způsobit vážné škody životnímu prostředí. Hydrologické sucho představuje jednu ze čtyř kategorií sucha, jehož výskyt je podmíněn v případě, že déletrvajícím deficit srážek začne v negativním slova smyslu ovlivňovat povrchové a podzemní množství vody.

Sucho je, zejména v poslední době, velmi často spojováno se změnou klimatu, jejíž projevy jsou patrné jak z globálního, tak lokálního hlediska. Velkou měrou se na změně klimatu podílí i lidská činnost. S tímto novodobým trendem se pojí i její dopady na vodní zdroje, mezi které se řadí například ovlivnění srážko-odtokového procesu či očekávaný výskyt prohlubujících se suchých period. Dopady změny klimatu mohou být hodnoceny například za pomoci hydrologického modelování. To se jeví jako účinný nástroj sloužící k managementu vodních zdrojů a k plánování vodohospodářské infrastruktury. Výsledky simulovaných změn poté mohou sloužit k přípravě adaptačních opatření.

Zásadní otázkou tedy je, jak se projeví klimatická změna na výskyt sucha. Výsledky několika mezinárodních projektů naznačují, že změny klimatu povedou k nárůstu výskytu extrémních hydrologických situací, mezi které patří zmíněné sucho. Jednotlivé situace se však mohou z prostorového hlediska velice lišit. V některých oblastech je předpokládán vyšší úhrn srážek, a tím zvýšená dostupnost vody, a naopak v některých oblastech lze očekávat srážkový deficit. V odborné veřejnosti převládá názor, že ovlivnit lidskou silou četnost výskytu hydrologického sucha téměř nelze. Podle mnoha odborníků je primárním cílem minimalizovat škody způsobené suchem, a to především díky vhodným plánovacím strategiím a kvalitnímu monitoringu.

1.1 Struktura práce

Závěrečná práce je strukturována do dvou hlavních částí. V první části je vypracována rešerše české i zahraniční odborné literatury. Rešerše se týká dvou hlavních témat, a to hydrologického sucha a klimatické změny. Nejprve jsou popsány jednotlivé přístupy definující stav sucha, dále jsou komplexně rozebrány jeho typy a dopady na nejen na vodní zdroje. Součástí této kapitoly je stručné nastínění statistických indexů, pomocí kterých lze sucho hodnotit. Dalším popisujícím tématem je změna klimatu. V této kapitole je stručně popsána proměnlivost klimatického systému Země, projevy a dopady změn klimatu. Zároveň je do kontextu nastíněno hydrologické modelování, jakožto účinný nástroj pro hodnocení dopadů změn klimatu. Podstatnou kapitolou první části je fyzicko-geografická charakteristika vybraných povodí. Detailnější literární rešerše hydrologického sucha a povodí Loděnice je uvedena v předchozí bakalářské práci, ze které je zároveň čerpáno (Burian 2019).

Ve druhé části je objasněna metodika závěrečné práce, vyhodnocení a vizualizace výsledků. Součástí metodiky je detailní charakteristika modelu BILAN, který je dlouhodobě vyvíjen VÚV T. G. Masaryka v Podbabě. Uvedeny jsou zároveň vstupní datové řady a použité softwarové programy. Stěžejní kapitolou jsou výsledky, kde jsou nejprve popsány zachycené trendy v pozorovaných veličinách. Ty jsou následně porovnány se simulacemi změn ve scénářových obdobích, které jsou postihnuty změnou klimatu. Součástí této kapitoly je vyhodnocení hydrologické bilance a samotného hydrologického sucha za pomoci metody nedostatkových objemů. V poslední části jsou objektivně diskutovány nedostatky práce.

1.2 Cíle práce

- zpracování literární rešerše problematiky hydrologického sucha a změny klimatu
- pomocí hydrologického modelování stanovit dopady změn klimatu ve vybraných povodích
- určit hydrologickou bilanci s ohledem na předpokládanou změnu klimatu
- vyhodnotit a porovnat vývoj hydrologického sucha v pozorovaném a budoucím období v daných povodích
- srovnání výsledků podle jednotlivých scénářů klimatu (RCP) a globálních klimatických modelů (GCM)

1.3 Výzkumné otázky a hypotézy

Otázky:

- Jaké jsou trendy ve vývoji hydrologického sucha?
- Jak změna klimatu ovlivňuje hydrologickou bilanci ve vybraných povodích?
- Jak se mění odtok v závislosti na jednotlivých emisních scénářích / globálních klimatických modelech?
- Bude docházet k prohlubování hydrologického sucha?

Hypotézy:

- zjevné dopady změny klimatu na hydrologický cyklus
- změna hydrologické bilance a odtokových poměrů
- zvyšující se množství výskytu hydrologicky suchých period
- zřejmý vliv změny klimatu na hydrologické sucho

2 HYDROLOGICKÉ SUCHO

V kapitole 2 je představeno sucho jakožto přírodní fenomén, který v negativním slova smyslu dočasně zapříčiňuje deficit atmosférických srážek, což dále vede ke snižování objemu vody v půdě, ve vodních tocích či v podzemí. V této kapitole jsou zároveň uvedeny jednotlivé typy sucha. V dalších podkapitolách je detailněji zkoumáno pouze sucho hydrologické.

2.1 Sucho jako přírodní fenomén

Sucho jako takové je přírodní riziko způsobující vodní deficit oproti normálnímu stavu v určitém místě. Hydrologické extrémy, mezi něž řadíme sucho a povodně, jsou nebezpečí vyskytující se na rozsáhlých územích po celém světě. Mají tak dopad na obrovské množství lidí (Van Loon 2015). Oproti povodním představuje sucho „plíživý fenomén“ s velice pomalým nástupem, postupným vlivem, avšak jeho důsledky lze zaznamenat až několik let po jeho skončení (Stahl 2001). Sucho je součástí přirozeného hydrologického cyklu vody na povrchu zemském a má tak zřejmý vliv na každého z nás. Příčiny a dopady sucha se na každém místě v daný čas mohou měnit. Nelze proto vytvořit jednu všeobecnou definici, která by sucho jak kvalifikovala, tak kvantifikovala. Mnohdy závisí na cíli studie, podle kterého bychom měli definici zvolit (Bachmair et al. 2016). Při výzkumu sucha je třeba se zaměřit na atmosférické a suchozemské složky hydrologického cyklu a pokusit se pochopit jejich vzájemnou souvislost. Jedná se především o srážky, evapotranspiraci, akumulaci sněhové pokrývky, vlhkost půdy, dále o podzemní vodu, jezera, řeky nebo mokřady. V poslední době hraje podstatnější roli v cirkulaci vody na Zemi jedna proměnná, a tou je člověk (Van Loon 2015).

Celosvětově nejznámější instituce, která se zabývá suchem a jeho projevy, Nation Drought Mitigation Centre (NDMC) definuje sucho jako zcela normální, běžně se opakující projev klimatického systému Země, který souvisí s jeho kolísáním. NDMC označuje sucho za přechodnou anomálii klimatu vyskytující se ve všech klimatických pásech. Sucho je tak vyvoláno absencí srážek během delšího časového období. Mezi další faktory podmiňující vznik suchých period patří intenzita slunečního záření a s tím spojená rychlost a intenzita evapotranspirace (NDMC 2012).

Kvůli mnohdy zcela odlišným definicím nelze přesně stanovit typy sucha (Brázdil, Trnka et al. 2015). Vědecká společnost však klasifikuje sucho na základě povahy o nedostatku vodu, a to do čtyř základních typů – meteorologické, agronomické, hydrologické a socioekonomické (Wilhite, Glantz 1985). Nejedná se však o na sebe navazující úrovně intenzity sucha, nýbrž

o leckdy se překrývající stádia. Tallaksen a Van Lanen (2004) ve své studii rozlišují pouze tři typy sucha, tedy bez posledního výše zmíněného.

Počátečním stavem sucha se uvádí *meteorologické sucho*, jež vzniká nepříznivým projevem atmosféry, zejména dlouhodobějším snížením úhrnů atmosférických srážek. K zesílení meteorologického sucha však mohou přispět i další faktory, především pak teplota vzduchu, relativní vlhkost vzduchu a evapotranspirace. Meteorologické sucho je charakterizováno odchylkou atmosférických srážek od dlouhodobého průměru za určité časové období (Van Loon 2015). Stanovit lze zároveň jako počet dnů s nedostatečným srážkovým úhrnem oproti onomu dlouhodobému průměru. Mezi ukazatele hodnotící meteorologické sucho patří například standardizovaný srážkový evapotranspirační index (SPEI), standardní srážkový index (SPI) nebo Palmerův index intenzity sucha (PDSI) (Peña-Gallardo et al. 2019, Palmer 1965).

Meteorologické sucho může zapříčinit vznik *sucha agronomického*. To představuje nedostatek vody v povrchové vrstvě půdy, která tak nemůže poskytovat půdní vláhu zemědělským plodinám. Intenzita agronomického sucha se odráží na konkrétních typech pěstovaných rostlin a jejich specifických nárocích. Dále pak může záviset na úrovni zemědělské techniky či vlastnostech samotné půdy. Z hospodářského hlediska je zemědělství zpravidla prvním sektorem, ve kterém se sucho projeví.

Hydrologické sucho vzniká v návaznosti na sucho meteorologické. K hydrologickému suchu dochází při prohloubení meteorologického a agronomického sucha, zejména při dlouhodobější absenci atmosférických srážek a při zvýšené evapotranspiraci. V důsledku působení hydrologického sucha dochází k deficitům v povrchových a podzemních zásobách vody. To způsobuje jak značný pokles průtoku ve vodních tocích, tak pokles hladiny podzemních vod. Rychlost nástupu hydrologického sucha odráží retenční schopnost daného povodí, která je značně závislá na fyzicko-geografických charakteristikách. Oproti meteorologickému suchu, kdy se deficit vody projeví ihned, je hydrologické sucho fázově posunuto. Absence atmosférických srážek se ve vodních tocích a na hladinách podzemních vod promítne s určitým zpožděním (Hisdal et al. 2001). Obdobně je to i s navracením se do určitého normálního stavu. Při vysokých teplotách vzduchu a zvýšené evapotranspiraci se voda z podzemí vypařuje, infiltuje do vodního toku a tím je snižována hladina podzemních vod. Vznik hydrologického sucha je zároveň způsoben a ovlivněn antropogenní činností. Typickým projevem člověka je například změna krajinného pokryvu či nevhodná úprava

říčních koryt. Veškeré projevy lidské činnosti zapříčiňují rychlejší odtok vedoucí k hydrologickým extrémům (Wilhite 1994).

Posledním typem je *sucho socioekonomické*, které je většinou výsledkem zmíněných typů sucha na lidskou společnost. Tento typ sucha však může nastat v jakékoliv fázi. Socioekonomické sucho vzniká ve chvíli, kdy nedostatek vody, především pak pitné a užitkové, začne negativně ovlivňovat potřeby lidské společnosti (Brázdil, Trnka et al. 2015).

2.2 Definice hydrologického sucha

V předchozí kapitole byl definován obecný pojem sucho, který označuje opakující se přírodní riziko. Pokud není blíže specifikováno, jedná se tak o mnohostranný jev zahrnující všechny tři, respektive čtyři typy sucha, a to společně s jejich specifickými vlastnostmi.

Hydrologické sucho je charakterizováno ztrátou vody z povrchových a podzemních zásob v čase (Van Loon 2015, Hasan et al. 2019). Zásoby v povrchových vodách odráží průtok, tedy množství vody v říčním korytě. V případě, že množství vody nedosáhne stanovené kritické hodnoty, jedná se o hydrologické sucho. Výskyt hydrologického sucha je z hlediska normálních podmínek úzce spjat s deficitem vody v hydrologickém systému (Van Loon 2015). Nedostatek vody se projevuje nízkým průtokem ve vodních tocích a poklesem hladiny v jezerech, nádržích a v podzemních vodách (Nalbantis, Tsakiris 2009, Van Loon 2015).

Vývoj hydrologického sucha je úzce spjat se stálostí podnebí. Při relativně stálém podnebí jsou hlavním faktorem pro rozvoj hydrologického sucha atmosférické srážky vyskytující se dlouhodobě pod svým normálem. V sezónním podnebí jsou hlavní vlivy podmiňující vznik sucha dány buď letním nebo zimním obdobím. Vlach (2019) uvádí, že velmi podstatným faktorem při definování hydrologického sucha je právě sezonalita, která se projevuje vyšší variabilitou nízkých průtoků, což je velmi často spojováno se sezónním nedostatkem atmosférických srážek. V období zimních měsíců, kdy se teplota pohybuje pod bodem mrazu hrají významnou roli při vývoji sucha hydrologické procesy související se sněhem. Barnett et al. (2005) uvádí, že v případě tání sněhu hraje podstatnou roli kromě načasování i jeho množství. Nedostatek sněhové pokrývky v zimě může způsobit nedostatek vody v období vyšších průtoků. Akumulace vody ve sněhové pokrývce v kombinaci se zamrzlou půdou zabraňuje infiltraci a doplňování zásob podzemní vody, což velmi často vede ke snížení hladiny podzemní vody a sníženému průtoku ve zvodnělých vrstvách. Zamrzlé půdy zároveň způsobují rychlejší přímý odtok vody z povodí, tudíž dochází opět ke snížené dotaci

zásob podzemních vod, které pak chybí zejména v letních měsících při dlouhotrvajících suchých obdobích. Odborné studie však upozorňují na fakt, že efekt zmrzlých půd zvyšujících povrchový odtok během tání sněhu je omezený, především v zalesněných povodích (Barnett et al. 2005). Novický et al. (2008) definuje ve své publikaci hydrologické sucho jako období kdy:

- průměrný průtok je menší než příslušný dlouholetý průměrný měsíční průtok v daném měsíci (Vorel 1937);
- vyskytnou se alespoň tři měsíce, ve kterých je měsíční průtok menší nebo roven 60 % dlouhodobého průtoku daného měsíce (Johanovský 1985);
- vyskytne se nejnižší průměrný denní průtok v daném roce, tj. každý rok se objevuje jedno sucho (Gumbel 1963);
- alespoň v pěti po sobě jdoucích dnech se vyskytne průtok Q_{355} , tj. s pravděpodobností překročení 97,19 % (Řiřicová a kol. 2004). Hladný (2009) ve své knize udává místo pěti pouze tři po sobě následující dny s Q_{355} . Hodnota Q_{355} je všeobecně považována za hranici odběru vody bez technických obtíží, respektive za hranici tzv. ekologického průtoku

2.3 Příčiny a dopady hydrologického sucha

Hydrologické sucho je komplikovaný přírodní fenomén mající dopad na ekosystémy a společnost v mnoha ohledech (Van Loon 2015). Bachmair et al. (2016) uvádí, že sucho představuje hrozbu prakticky pro každé odvětví využívající vodu, a to ve všech klimatických pásmech. Příkladem může být pozastavení dodávek pitné vody, omezení vody určené pro zavlažování nebo snížená kvalita dostupné vody. Dopady hydrologického sucha na ekosystémy závisí na jejich typu. Suchozemské ekosystémy sucho ovlivňuje zejména sníženou produkcí a zvýšenou úmrtností stromů v důsledku požárů. Vodní ekosystémy ovlivňuje především sníženým druhovým složením.

Hydrologické sucho je výsledkem působení několika faktorů. Tím nejdůležitějším pro výskyt sucha jsou převládající tlakové výše, které zapříčiňují nízké srážkové úhrny a vysoké hodnoty evapotranspirace (Tallaksen, Van Lanen 2004). Tyto rozsáhlé atmosférické vysokotlaké systémy podporují rozvoj hydrologického sucha advekcí teplého a suchého vzduchu (Bakke et al. 2020). Absence atmosférických srážek negativně ovlivňuje celý hydrologický cyklus. Další příčinou vyvolání hydrologického sucha mohou být déletrvající

mrazy v zimě v povodích s převahou sněhu nebo snížené letní teploty v povodích s převahou ledovců (Van Loon 2015). V období hydrologického sucha dochází ke snižování vodních stavů, přičemž potenciální evapotranspirace se může v důsledku zvýšené sluneční radiace, rychlosti větru a deficitu tlaku stále zvyšovat. V důsledku toho dochází k růstu skutečné evapotranspirace, což vede ke ztrátě půdní vlhkosti. Van Loon (2015) dále zmiňuje, že v případě dlouhotrvajícího sucha může nedostatek půdní vlhkosti a vadnutí rostlin snížit evapotranspiraci, a tím zamezit dalšímu vyčerpání vlhkosti v půdě, ale možná také zapříčinit nižší úhrny lokálních srážek vedoucí k udržení sucha. Snížené množství půdní vlhkosti se negativně odráží při doplňování zásob podzemní vody, což má za následek pokles její hladiny. Skutečná hladina podzemní vody je závislá na podmínkách před počátkem sucha a na rychlosti poklesu hladiny během suché periody. Reakce podzemní vody na atmosférické podmínky je velmi často zpožděna, proto se ne vždy hydrologické sucho na hladině podzemní vody projeví. Pokud však k této situaci dojde, nízká hladina podzemní vody způsobuje nižší průtočnost ve zvodnělých vrstvách. Extrémní suchá období vedou k tomu, že průtok je během nich tvořen zejména základním odtokem (baseflow), který tak zároveň dotuje povrchové vodní toky (Van Loon 2015).

Sucho však není výsledkem pouze přírodních faktorů. Stále větší měrou má na průběh sucha vliv člověk (Stahl et al. 2010). Se zvyšující se životní úrovní si lidé kladou stále větší a větší nároky na spotřebu a odběry vody (Brázdil, Trnka et al. 2015). Důležitým faktorem při vzniku sucha může být nadměrná spotřeba vody pro domácnosti, zemědělství nebo průmysl. Mezi významné ovlivnění lidskou činností patří úprava vodních toků a výstavba přehradních nádrží. Stavba přehrady je obrovský zásah do přírody, který jak negativně, tak pozitivně ovlivňuje odtok v daném povodí (Van Loon et al. 2016).

V období sucha roste poptávka po vodě navzdory jejímu nedostatečnému množství. V tomto období by měl být její prodej řízen systematicky (Burian 2019). Dopady sucha se mohou vyskytovat jak lokálním, tak i v globálním měřítku. Oproti povodním se však sucho vyvíjí bez extrémních projevů, jeho nástup je pomalý a následky mnohdy několikaleté. Zacházení s nedostatkem vody se liší oblast od oblasti, stát od státu. Ve vyspělých státech si mohou dovolit řešit problém sucha například stavbou přírodních kanálů, resp. přivaděčů, které do oblastí postižených suchem dodávají vodu. Velkým problémem je řešení sucha v chudých rozvojových státech, kde provedení staveb vedoucích ke zmírnění dopadů není často možné. Oproti povodním může mít sucho dopad na mnohem větší plochu. V mnoha publikacích

jsou dopady sucha kategorizovány do tří skupin (dopady – environmentální, ekonomické a sociální). V první řadě se začínou projevovat dopady environmentální, zejména tedy v zemědělství, lesnictví a v přírodních ekosystémech. Na ně navazují dopady ekonomické a sociální, které jsou závislé především na vyspělosti jednotlivých států (Brázdil, Trnka et al. 2015).

2.4 Hodnocení hydrologického sucha

Sucho představuje velmi složitý a komplexní jev. Z tohoto důvodu je obtížné ho vymezit, natož měřit (Lloyd-Hughes 2014). Největším problémem při hodnocení hydrologického sucha bývá přesné stanovení jeho počátku a konce, a to z toho důvodu, že sucho má pozvolný nástup i ukončení. I přesto je však charakteristika nezbytná. Hraje totiž zcela zásadní roli při hospodaření s vodními zdroji v každém místě na Zemi (Mishra, Singh 2010). Dalším důvodem správného posouzení a vyhodnocení hydrologického sucha je fakt, že lidská činnost byla, je a bude na zdrojích povrchových a podzemních vod závislá. Zarafshani et al. (2016) ve studii uvádí, že hodnocení hydrologického sucha lze rozdělit do dvou skupin. První skupina je tvořena výskytem nízkých průtoků. Ve druhé skupině lze hydrologické sucho analyzovat za pomoci deficitních charakteristik. Vlach (2019) však upozorňuje, že význam „low flow“ by neměl být ekvivalentem hydrologickému suchu. Termínem „low flow“ jsou označovány nízké průtoky, které nemusí vždy zapříčinit výskyt hydrologického sucha, ale pouze stanovit počet dní, kdy se průtok vyskytuje pod dlouhodobým průměrem (Van Loon 2015). Je třeba tak odlišit charakteristiky „low flow“ a charakteristiky hydrologického sucha (Hisdal et al. 2007).

Hydrologické sucho je analyzováno pomocí naměřených hydrologických dat, mezi které nejčastěji patří vodní stav, průtok a povrchový nebo základní odtok. Při hodnocení je třeba brát v potaz i hydrogeologické charakteristiky daného povodí, krajinný pokryv a hydrologický režim. Novický et al. (2008) uvádí, že měřítkem pro definování hydrologického sucha může být průtok, který dosahuje nižších hodnot než dlouhodobý měsíční průtok v konkrétním měsíci.

Nejčastější metodou pro vyhodnocování jsou indexy hydrologického sucha, které kombinují mnoho datových typů. Index v sobě velmi často zahrnuje výpočet, například normalizaci či kombinaci více vstupních parametrů (Bachmair et al. 2016). Indexy bývají součástí statistické analýzy, jejíž cílem je přesně definovat intenzitu, místo a čas, kdy vývoj klimatický ovlivnil v suchu vývoj hydrologický (Brázdil, Trnka et al. 2015). Skála (2017)

uvádí, že kromě kvality a povahy dat je pro správné definování hydrologického sucha zcela kritické vybrat správný index. Mezi další zásadní faktory při vyhodnocování se řadí charakteristiky daného území či zvolení časového kroku (Skála 2017). Indexy sucha tak podávají informaci o vymezení výskytu a intenzity suchých období, které můžeme následně porovnávat. Jsou velmi citlivé na širokou škálu podmínek zapříčínujících jeho vznik. Z toho důvodu jich je v současné době obrovské množství. Indexy sucha jsou řazeny do jednotlivých kategorií obdobně jako typy sucha, a to na základě dopadů – meteorologické, agronomické a hydrologické indexy (Brázdil, Trnka et al. 2015).

V práci jsou uvedeny pouze indexy hydrologické, které jsou založeny na vodoměrném pozorování. Tyto indexy nám podávají informaci o stavu hydrologického sucha a jsou v přímé závislosti k meteorologickým charakteristikám a pozorováním. Tento fakt však vyvrací ve své studii Yu et al. (2014). Uvádí, že hlavní charakteristikou indexů hydrologického sucha je jejich srovnání, a to bez závislosti na místních klimatických podmínkách v daných oblastech (Yu et al. 2014). Z důvodu velkého množství indexů a s tím spojených klasifikací je pro tuto práci vybráno dobře známé dělení podle Brázdil, Trnka et al. (2015). V této publikaci jsou indexy hydrologického sucha rozděleny podle míry komplexity charakterizace jevu na prosté a komplexní. Detailnější popis jednotlivých indexů je uveden v pracích Skály (2017) a Buriana (2019). Vcelku odlišné vymezení dalších kategorií indexů představil Niemeyer (2008).

Prosté indexy vyjadřují vztah mezi hodnotami pozorovaných charakteristik a jejich dlouhodobým normálem. Mezi jednotlivými prostými indexy však nalezneme drobné rozdíly, zejména pak ve způsobu zvolení časového kroku a jeho délce trvání nebo způsobu určení konkrétní odchylky. Velkým přínosem této kategorie indexů je jejich jednoduchost a zřejmost. Nejčastěji používané prosté indexy hydrologického sucha jsou dle Brázdila, Trnky et al. (2015):

- stanovení sucha podle WMO (World Meteorological Organization)
- metoda prahové hodnoty
- metoda nedostatkových objemů
- index regionálního nedostatku odtoku RDSI (Regional Streamflow Deficiency Index)
- odtokový index sucha SDI (Streamflow Drought Index)
- standardizovaný index odtoku SRI (Standardized Runoff Index)

Komplexní indexy pak zahrnují větší množství pozorovaných a odvozovaných veličin. Mezi ně patří například odhad vlhkosti půdy na základě bilanční rovnice a její porovnání s dlouhodobou normální hodnotou daného území v čase (Brázdil, Trnka et al. 2015). Díky vyšším nárokům na vstupní data poskytují komplexní indexy celistvější obraz o celém srážko-odtokovém procesu v daném povodí (Vlach 2019). Mezi nejčastěji užívané komplexní indexy podle Brázdil, Trnka et al. (2015) patří:

- index dodávek povrchové vody SWSI (Surface Water Supply Index)
- index náhrad sucha RDI (Reclamation Drought Index)
- Palmerův index hydrologického sucha PHDI (Palmer Hydrological Drought index)
- index vlhkosti rostlin CMI (Crop Moisture Index)
- Palmerův index závažnosti sucha PDSI (Palmer Drought Severity Index)
- index odezvy vegetačního sucha VegDRI (Vegetation Drought Response Index)

Hydrologické sucho se podstatně liší od ostatních přírodních rizik, a to v mnoha ohledech, které zmiňuje Bachmair et al. (2016). V první řadě se jedná o pomalu se rozvíjející riziko, jehož počátek a konec není snadné stanovit. Za druhé, není přesně a všeobecně definováno (Wilhite, Glantz 1985). Třetím důvodem jeho odlišnosti je mnohostranný vliv na různé části hydrologického cyklu, ekosystémy a společnost. Za čtvrté, dopady sucha je velmi obtížné kvantifikovat. Na základě těchto problémů počet ukazatelů hydrologického sucha i v dnešní době stále roste, nicméně existuje pouze malá shoda ohledně toho, který index pro danou situaci zvolit. Bachmair et al. (2016) zmiňuje, že i přes velké množství doposud vydaných odborných článků chybí integrovaný přehled ukazatelů, který by pomohl zmírnit dopady sucha. Zároveň zmiňuje, že neexistuje komplexní posouzení, jak správně dopady sucha monitorovat.

2.5 Nedávná sucha

2.5.1 Rok 2015

Území Česka bylo v roce 2015, především v létě, značně postiženo suchem. Tento rok se tak zařadil mezi historicky významné epizody jak z hlediska meteorologického, tak hydrologického. Roční úhrn srážek Česka byl roven 532 mm (78 % normálu z let 1981–2010). Na Moravě dokonce pouze 513 mm, což je od roku 1961 nejmenší úhrn srážek, na území Čech byla dosažena hodnota 541 mm. Do hodnocení roku 2015 je třeba zahrnout také předchozí rok, ve kterém se absence srážek již začala projevovat. Ta poté pozvolna pokračovala v únoru a v průběhu jarních měsíců 2015. Z počátku léta byla krajina značně vysušena a z důvodu

opakujících se veder se situace pouze zhoršovala. Také meteorologická situace tomu moc nepomáhala. Rozsáhlé obnovující se tlakové výše nad střední Evropou zamezovaly přísunu vlhkého vzduchu z okolních moří a oceánů. Nízká relativní vlhkost vzduchu a málo oblačnosti vedly i k celkově většímu výparu, díky kterému se prohluboval nedostatek vody v krajině.

Za vrchol sucha v roce 2015 lze považovat srpen, a to i přesto, že podstatnou část měsíce přšelo. Avšak tyto srážky nestačily na to, aby celkovou situaci sucha ukončily. Během září a začátkem října se srážkový deficit vyšplhal v Česku až na 180 mm. Na tuto meteorologickou situaci samozřejmě navazuje i ta hydrologická. Projevy hydrologického sucha postihly v roce 2015 celé území Česka. Téměř na většině vodních toků klesly hladiny pod úroveň hydrologického sucha, tedy pod hodnotu průtoku Q_{355} . V některých oblastech došlo dokonce i k úplnému vyschnutí některých vodních koryt. Co se týče podzemních vod, tak za nejvíce postižené oblasti se dají považovat severovýchodní Čechy a severovýchod Moravy. V polovině měsíce srpna celkem 59 % mělkých vrtů a 56 % pramenů vykazovalo sucho. Tento stav na podzemních vodách přetrval až do října, kdy ve více než jedné čtvrtině všech sledovaných objektů byla zaznamenána historická měsíční minima. Drobné zlepšení stavu podzemních vod na území Česka se začalo projevovat od listopadu.

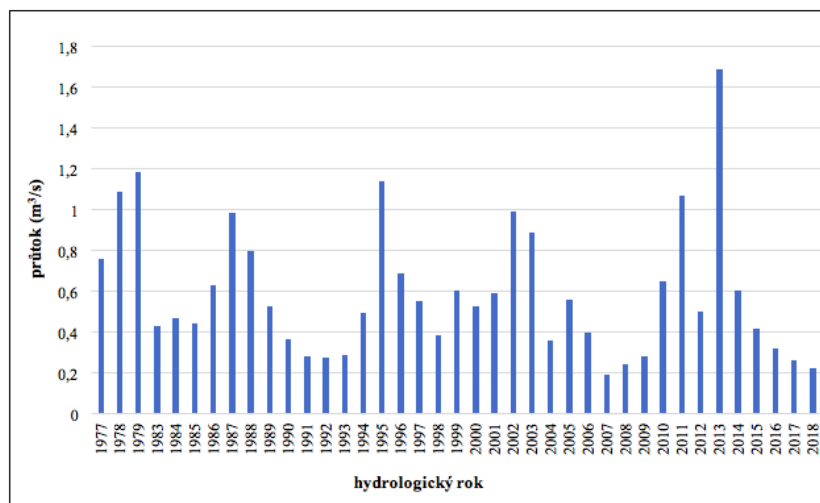
Z hlediska deficitu povrchových vod v povodích Labe-Vltavy a Odry patřil rok 2015 k nejsušším rokům od počátku 20. století, přičemž například v povodí řeky Lužnice šlo dokonce o největší hydrologické sucho vůbec. V případě podzemních vod patří rok 2015 k nejvýznamnějším suchým letům od počátku systematického pozorování. Výskyt sucha v tomto roce vyvolal nutnost častějšího měření a pozorování s cílem zpřesnit měrné křivky průtoků v profilech, kde byla dosažena rekordní minima. Extrémně nízké stavy často vyvolaly několik výpadků měření, což bylo třeba urychleně opravit (ČHMÚ 2015, Hydrologická bilance množství a jakosti vod ČR 2015, Hydrologická ročenka 2015).

2.5.2 Rok 2018

Rok 2018 byl pokračováním a vyvrcholením velmi suchého období, které postupně začalo již v roce 2014. Na toto pokračování do roku 2018 měla velký vliv zima na přelomu let 2017/2018, kdy se zejména v nižších a středních polohách nevytvořily sněhové zásoby, ze kterých by krajina mohla později čerpat. Situaci zároveň zhoršily i srážkové deficity, které se začaly projevovat již od února. Z tohoto důvodu započal trend obvyklého poklesu hladin

povrchových a podzemních vod velmi brzo. Situace byla ještě umocněna díky teplotně nadnormálnímu jarnímu období. Již v průběhu jara na významné části vodních toků byly naměřeny historicky nejmenší průtoky. Teplé počasí a úbytek srážek oproti normálu na území Česka pokračoval i během letních měsíců. Nejintenzivnější a časově nejdelší období veder nastalo v období od 24. července a pokračovalo až do 9. srpna. To zapříčinilo i obrovský srážkový deficit, který koncem srpna činil kolem 160 mm. Jednalo se o vůbec nejnižší zaznamenaný stav srážkového deficitu od roku 1961.

Hydrologické sucho postihlo v roce 2018 opět celé území Česka. Na většině vodních toků byly naměřeny hodnoty pod úrovní hydrologického sucha, tedy pod hodnotou průtoku Q_{355} . V některých oblastech, zejména na tocích v povodí Sázavy a v sousedních povodích, dokonce došlo i k úplnému vyschnutí koryt. V této oblasti dlouhodobé trvání velmi malých průtoků podstatně ovlivnilo i kvalitu vody. Nutno dodat, že minimální průtoky blízké úrovni Q_{355} se začaly ve vodních korytech objevovat již na konci měsíce května. Během července, a zejména srpna, byly průtoky již mnohem menší než průtok Q_{355} , a to na většině území Česka. Stav podzemních vod byl na začátku roku celkem příznivý, a to až do jarních měsíců, kdy byl rychle vystřídán z důvodu nízkých stavů řek. V období jara byly úrovně některých mělkých vrtů a pramenů mírně až silně podnormální. Nejsušší období byla naměřeno od července, respektive začátku srpna, do konce roku, kdy byly hladiny analyzovány jako silně nebo mimořádně podnormální. Maximum bylo naměřeno na konci srpna, kdy více než 78 % vrtů vykazovalo extrémní sucho. Obecně lze tedy konstatovat, že hydrologické sucho v roce 2018 bylo spolu s rokem 2015 dosavadním vrcholem suchého období. Sucho bylo zapříčiněno deficitem srážek, abnormálně vysokými teplotami a s tím spojeným vysokým výparem z krajiny, hladin vodních toků a ploch. V roce 2018 se projeví všechny druhy sucha, které byly uvedeny výše. Z hlediska průtoků a stavu podzemních vod lze konstatovat, že rok 2018 byl celkově sušší než rok 2015 (ČHMÚ 2018, Hydrologická bilance množství a jakosti vod ČR 2018, Hydrologická ročenka 2018, Burian 2019).



Obrázek 1: Vývoj průměrných ročních průtoků povodí Loděnice (zdroj: ČHMÚ; zpracování: Burian 2019).

3 HYDROLOGICKÉ SUCHO V KONTEXTU KLIMATICKÉ ZMĚNY

Co je to vlastně voda, a proč je její souvislost s klimatickou změnou tolik diskutována? Je to jednoduché. Voda je nejdůležitější složkou přírody a lidé se o ni začali bát. Bez vody by totiž lidský život nemohl existovat. Již v počátku dávných civilizací lidé vodu využívali, a to jak pro pitné účely, tak například v zemědělství. V poslední době bere většina lidí vodu jako samozřejmost, o kterou náš svět nemůže přijít. Nyní si však společnost začíná dost dobře uvědomovat její význam. Velký podíl na tom má právě probíhající klimatická změna, která se projevuje globálním oteplováním, což souvisí zejména s nárůstem teplot vzduchu a tím pádem i zvýšenými hodnotami evapotranspirace. Abychom však mohli projevy změn klimatu hodnotit, musíme pochopit fungování samotného klimatického systému naší planety.

3.1 Klimatický systém

Klimatický systém představuje komplexní globální systém, jehož existence je spojena se vznikem Sluneční soustavy a planety Země, tedy přibližně před 5,5 miliardy lety. Je složen z pěti hlavních složek – atmosféra, oceány, kryosféra (sníh a led), litosféra, biosféra (Pretel 2011). Vzájemné vztahy mezi nimi se projevují nejen jako počasí, ale i podnebí (Brunetti, Prodi 2015). To je velmi často označováno jako dlouhodobý průměr variability jednotlivých meteorologických charakteristik v daném prostorovém a časovém měřítku. Klima tak představuje dlouhodobý stav počasí projevující se určitou stálostí v čase i prostoru. Oproti tomu počasí představuje okamžitý stav atmosféry na daném místě a jeho projevy se mohou měnit v řádech hodin a dní (Moravec 2016). Počasí je hodnoceno pomocí vybraných meteorologických prvků (teplota vzduchu, relativní vlhkost vzduchu, tlak vzduchu či směr

a rychlost větru). Klima může být charakterizováno na základě hodnot meteorologických veličin, které jsou vždy porovnávány s tzv. normálovým obdobím. Světová meteorologická organizace doporučuje používat za normálové období časovou řadu dlouhou minimálně třicet let. Jako první normálové období bylo použito období 1931–1960. V současné době srovnáváme klimatické výstupy meteorologických veličin s normálovým obdobím 1961–1990 (Brunetti, Prodi 2015).

Klimatický systém je výjimečně komplikovaný systém. Mezi jeho složkami dochází k intenzivním přenosům hmoty a energie, neboť zde probíhají fyzikální, chemické a biologické procesy umožňující jejich výměnu. Typickým příkladem komunikace jednotlivých složek jsou globální cykly – například hydrologický, biochemický či geologický cyklus. Jedná se o cykly, jejichž procesy probíhají v jedné části klimatického systému, avšak svým působením ovlivňují složky další (Gettelman, Rood 2016). Klimatický systém a jeho utváření je pod vlivem celé řady faktorů, v různých časových měřítcích (Pretel 2011). Mezi nejzásadnější faktory se řadí:

- sluneční aktivita – jedenáctiletý sluneční cyklus; změna dopadajícího slunečního záření na horní hranici atmosféry
- Milankovičovy cykly – stále opakující se systematické změny v příjmu sluneční radiace; jsou způsobené kombinací několika faktorů (jedním z nich je kolísání v oběhu Země kolem Slunce); vliv na změny podnebí (střídání glaciálů a interglaciálů)
- geologie – odlišné vlastnosti zemského povrchu (rozložení pevnin a oceánů, sopečná činnost, vliv vegetace)
- změny uvnitř klimatického systému – vnitřní oscilace (např. El Niño), složení atmosféry (změny v zastoupení a množství koncentrací jednotlivých plynů, jedná se zejména o narůstající podíl skleníkových plynů)

Mezi těmito faktory probíhají tzv. zpětné vazby, které mohou být jak pozitivní, tak negativní. Pokud změna vyvolaná v jedné části klimatického systému způsobí změnu v jiné části a ta zpětně působí na první část, jedná se o zpětnou vazbu klimatického systému (Pretel 2011). Pozitivní zpětná vazba představuje situaci, kdy zpětná vazba původní vliv zesílí, negativní naopak zeslabí. Typickým příkladem pozitivní zpětné vazby je souvislost teploty vzduchu s množstvím sněhové či ledové pokrývky. Růst teploty vzduchu zapříčiní menší množství sněhu vedoucí k menší odrazivosti slunečního záření (albedo). Dojde tedy k tomu, že více záření se pohltí, zemský povrch se v mnohem větší míře zahřeje, což má za následek

větší zahřívání vzduchu (Brunetti, Prodi 2015). Oteplení vzduchu vede opět k roztání sněhové pokrývky, což vede ke vzájemně se podněcujícímu procesu oteplení. Naopak pokles teploty vzduchu může způsobit plošné zvětšení sněhové či ledové pokrývky, což vede k vyšší odrazivosti slunečního záření (albedu) zemského povrchu, který tak odráží více sluneční energie než povrch bez sněhu a ledu. Tento proces má za následek další pokles teploty vzduchu v okolí (Metelka, Tolasz 2009). Příkladem negativní zpětné vazby je změna zalednění s rostoucí teplotou vzduchu. Při oteplení dochází k tání části ledovců, což vede k promíchání sladké a slané oceánské vody. Takto zředěná, méně slaná voda zamrzá i při menším mrazu, takže se z ní opět ledová pokrývka stává rychleji (Gottelman, Rood 2016). Dalším příkladem negativní zpětné vazby je vazba mezi teplotou vzduchu a vývojem kupovité oblačnosti v letních měsících. Dopadající sluneční radiace zpřičňuje ohřátí přízemních vrstev vzduchu a vznik konvekčního proudění vedoucího k utváření kupovité oblačnosti. Její vznik však způsobí, že se od ní část dopadající sluneční radiace začne odrážet a k zemskému povrchu tak doputuje menší množství záření. To vede k poklesu ohřívání přízemních vrstev vzduchu, tedy i menší konvekci a menší tvorbě kupovité oblačnosti (Gottelman, Rood 2016).

Klimatický systém představuje dynamický, komplexní a velmi těžce popsatelný systém, ve kterém existuje mnoho dalších zpětných vazeb, ať už pozitivních nebo negativních (Gottelman, Rood 2016). Obecně lze však konstatovat, že pozitivní zpětné vazby zpřičňují spíše nestabilitu klimatického systému, naopak negativní zpětné vazby jeho stabilitu zvyšují (Pretel 2011).

3.2 Změna klimatu

Mezivládní panel pro změnu klimatu (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change) představuje vědeckou instituci založenou v roce 1988 z iniciativy dvou orgánů OSN – Světové meteorologické organizace (WMO) a Environmentálního programu Spojených národů pro životní prostředí (UNEP). Mezivládní panel pro změnu klimatu představuje jeden z nejdůležitějších mezinárodních orgánů zabývajících se změnou klimatu. Jedná se o koalici předních vědců z celého světa, kteří se snaží objasnit základní principy tohoto globálního problému. IPCC pravidelně vydává souhrnné zprávy, kde se snaží vyhodnocovat klíčovou podstatu problematiky klimatické změny. První hodnotící zpráva (FAR) byla vydána v květnu roku 1990 a sloužila jako materiál pro konferenci Summit Země, která se uskutečnila 14. července 1992. Druhá souhrnná zpráva (SAR), vydaná v roce 1995, představovala klíčový dokument pro Kjótský protokol, kde se signatářské země zavázaly ke snížení emisí

skleníkových plynů o 5,2 %. Třetí zpráva (TAR) byla publikována v roce 2001, čtvrtá (AR4) pochází z roku 2007. Poslední, pátá, hodnotící zpráva (AR5) představuje dokument, který byl postupně po částech zveřejňován v letech 2013 a 2014. Níže jsou uvedeny nejdůležitější poznatky (AR5, 2013; IPCC 2014):

pozorované změny:

- Období od roku 1983 do roku 2012 bylo s největší pravděpodobností nejteplejší třicetiletí za posledních 1400 let na severní polokouli.
- Od roku 1850 vzrostly teploty v Evropě o bezmála 1 °C.
- Oceány se nejrychleji oteplují ve svrchní vrstvě (0–75 cm); v období 1971–2010 se tato vrstva oteplila rychlostí 0,11 °C za dekádu.
- Od roku 1901 došlo na pevnině v oblasti středních šířek severní polokoule ke zvýšení frekvence srážkových úhrnů s vysokou intenzitou.
- Průměrná globální hladina světového oceánu se zvýšila v období 1901 až 2010 o přibližně 0,19 m.

predikované změny:

- Předpokládá se, že teplota vzduchu má v průběhu 21. století nadále stoupat.
- Do konce tohoto století se zvýší teplota vzduchu o 0,3 až 4,8 °C; v závislosti na emisním scénáři.
- Do roku 2100 dojde k nárůstu průměrné globální hladiny světového oceánu o 26 až 82 cm; hodnoty se liší opět v závislosti na uvažovaný emisní scénář.
- Téměř jistě se předpokládá, že nad většinou pevninských oblastí bude častější výskyt horkých extrémů, a to v průběhu denních a sezónních cyklů tak, jak bude docházet ke zvýšení globální průměrné teploty.
- Zcela nepochybně dojde ke zmenšení plochy arktického mořského ledu; Severní ledový oceán bude do poloviny století téměř bez ledu.

IPCC uvádí, že změnou klimatu je chápána jakákoliv klimatická změna v průběhu času, jež byla způsobena přirozenou variabilitou nebo v důsledku lidské činnosti (IPCC 2014). Naproti tomu se definice klimatické změny v Rámcové úmluvě OSN z roku 1992 značně liší. V tomto dokumentu je změna klimatu označována jako změna vyvolaná přímým či nepřímým působením člověka, jehož následkem se mění složení globální atmosféry. Zároveň uvádí,

že lidská činnost je jako přídavek k přirozené proměnlivosti klimatu pozorována za srovnatelné časové období, zatímco změny klimatu jsou chápány z dlouhodobého hlediska. Definice v Rámcové úmluvě OSN o změně klimatu tedy odlišuje změnu klimatu, kdy lidská činnost mění složení atmosféry, a proměnlivost klimatu, která odpovídá působení přírodních vlivů (Metelka, Tolasz 2009).

Nejcharakterističtějšími rysy klimatu je proměnlivost a nestabilita. Právě tyto dva faktory zapříčiňují neustálé změny, ke kterým docházelo jak v geologické minulosti, kdy se na základě dochovaných důkazů střídala období teplejší a chladnější, sušší i vlhčí, tak jejich dopady jsou pozorovány i v dnešní době (Pretel 2011). Vzájemné porovnání minulého, současného a budoucího klimatu je z několika důvodů velmi obtížné. V první řadě není k dispozici relevantní množství dat, které by detailně dokázalo popsat jednotlivé klimatické etapy v minulosti. Přímá data z pozorování počasí jsou k dispozici přibližně z posledních 150 let (Gettelman, Rood 2016). Při zjišťování historických průběhů klimatických období pomáhají nepřímé metody. Jedná se o tzv. klimatologická proxy data, která poskytují rekonstrukci převládajících klimatických podmínek v minulosti. Druhým důvodem obtížného porovnání je, že nynější geologické podmínky se zcela liší od těch v dávné minulosti. Odlišné rozložení kontinentů a oceánů v současné době zcela pozměnilo jednotlivé globální cykly, které na klima mají vliv (Brunetti, Prodi 2015).

Dnešní klima je velmi často srovnáváno s poslední geologickou periodou – kvartérem (čtvrtohory). Jedná se o nejmladší ze tří period éry kenozoika, trvající přibližně 2,58 miliónů let (Brunetti, Prodi 2015). Kvartérní klima, zejména období od pleistocénu se vyznačovalo střídáním chladnějších dob ledových (glaciálů) a teplejších dob meziledových (interglaciálů). Doby ledové trvají přibližně 100 000 let, doby meziledové asi 12 000 let. Poslední doba ledová skončila patrně před 10 000 – 11 000 lety (Nováček, Schauer 2010). Většina autorů si střídání dob vysvětluje dlouhodobými změnami parametrů zemské dráhy kolem Slunce. Jedná se o změny výstřednosti dráhy, sklonu rotační osy Země vzhledem k rovině ekliptiky, precesí uzlu dráhy a klimatickou precesí. Teorie je dnes známa jako Milankovičovy cykly a uvádí se jako jeden z hlavních důvodů změny intenzity a rozložení dopadající sluneční radiace. Poslední tisíciletí rozdělují mnozí autoři do tří období. První z nich je tzv. Středověké klimatické optimum neboli středověké teplé období v rozmezí 11.–13. století. Teploty v tomto období byly vyšší přibližně o 1–2 °C oproti dalším stoletím, nicméně se jednalo především o sérii lokálních nebo regionálních oteplení (Metelka, Tolasz 2009). Druhým obdobím byla

malá doba ledová v 16.–19. století. Tento pojem původně značil poslední období, ve kterém docházelo po celém světě k rozšiřování horských ledovců. Třetí periodu představuje současné globální oteplování trvající přibližně od počátku 20. století. Z globálního hlediska jsou teploty druhé poloviny 20. století vyšší než ve středověkém teplém období.

3.2.1 Projevy a dopady změny klimatu

K problematice klimatické změny se pojí několik zřejmých projevů na naší planetě. Nárůst teplot vzduchu má za následek rychlejší odpařování vody jak z půdy, tak z vodních ploch. Tím dochází k nárůstu obsahu vodní páry v atmosféře, což způsobuje intenzivnější lokální srážky a jejich plošnou i časovou nerovnoměrnost (Šachová 2013). Dále dochází například ke změně v rozsahu zalednění, zvyšuje a otepluje se hladina moří, což vede ke změně v atmosférické cirkulaci a změně v ročním chodu srážek (Brunetti, Prodi 2015). Mnohem častěji se vyskytují extrémní jevy v podobě sucha a povodní. Se zvýšením teplot vzduchu souvisí i změna hydrologického režimu, který má vliv na odtokový proces. Nejdůležitějším faktorem ovlivňujícím změnu odtoku je posunutí doby tání sněhu z přelomu března a dubna na leden a únor. Během období od ledna do května je pro změnu odtoku charakteristická dynamika sněhové pokrývky ležící na ledových plochách. Modely změny klimatu předpovídají, že se v období dubna v oblastech nad 70° s. š. průměrná sněhová pokrývka sníží z 28 cm na 18 cm (IPCC 2014). Podle nejnovějších prognóz tak bude obecně docházet ke zkracování výskytu sněhové pokrývky. Zásadní vliv na odtok vody z povodí mají zároveň srážky. V poslední době dochází ke zvyšování meziroční variability distribuce srážek. Dochází například k výskytu nižších průtoků ve vodních tocích, což v suchých oblastech velmi často vede až ke katastrofickým následkům.

3.3 Hydrologické modelování jako nástroj pro analýzu dopadů změn klimatu

Hydrologie je vědeckou disciplínou zkoumající mimo jiné koloběh vody na Zemi z globálního hlediska. Dochází k intenzifikaci mezinárodních spoluprací zajišťující sdílené a velmi často užitečné informace týkající se prohlubující se klimatické krize. Zájem o hydrologii v globálním měřítku klimatického systému se zvýšil zejména v 80. letech 20. století. Probíhající globální problémy, projevující se pozorovanými klimatickými změnami, se často začaly dávat do souvislosti s antropogenními vlivy (Beran 2019). Od konce 90. let 20. století byl kladen velký důraz na hodnocení globálních vodních zdrojů. Počátkem 21. století propukla ve světě globální vodní krize, která se začala projevovat nedostatkem vodních zdrojů

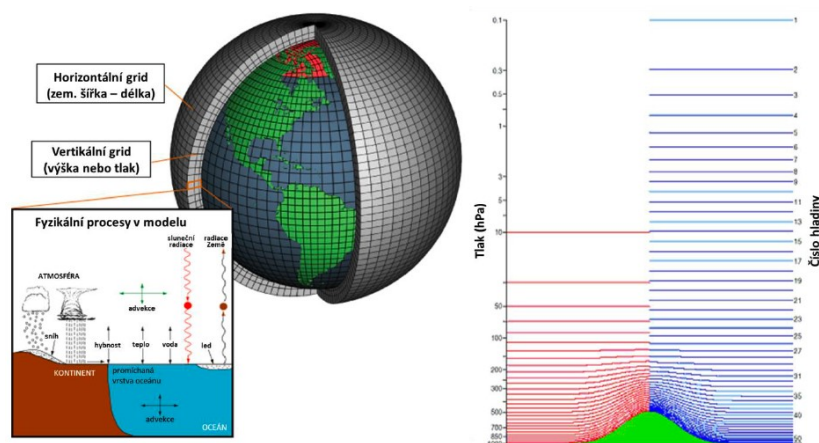
v některých oblastech. Z důvodu obav o dostupnost vodních zdrojů je tak na vědecký obor hydrologie kladen stále větší a větší tlak.

3.3.1 Klimatické modely

Právě o uvedených změnách klimatu a jejich dopadech se v současné době diskutuje v mnoha ohledech. Klimatická změna tak představuje jedno ze zásadních témat environmentální politiky. Odborná veřejnost se snaží, i přes značný progres, přijít na několik zcela zásadních odpovědí, které jim toto téma nabízí. Tou nejpodstatnější je vzájemná spojitost mezi růstem emisí skleníkových plynů a klimatickým systémem. Pro pochopení vlivu klimatické změny na vodní zdroje jsou velmi důležité analýzy pozorovaných dat z minulosti (Moravec 2016). Na základě těchto prozkoumaných analýz dochází k vytvoření prognóz budoucího vývoje klimatu. V poslední fázi je třeba nastavit režim navrhuující opatření před možnými negativními dopady klimatické změny.

Klimatický systém je komplexní, interaktivní systém skládající se z mnoha částí, mezi kterými probíhá výměna hmoty, energie a zpětných vazeb (Ansorge 2012). Jednotlivé části systému se navíc postupně vyvíjejí spojitě v prostoru i čase. Už z této definice je jasné, jak těžkou úlohu představuje modelování takto složitého systému a jeho budoucího vývoje. Pro odhady budoucího vývoje klimatu se používají klimatické modely. Klimatický model je definován pomocí matematických (numerických) charakteristik klimatického systému založených na fyzikálních, chemických a biologických zákonech (Hanel et al. 2011). Klimatické modely se skládají z bilančních rovnic, které simulují jednotlivé procesy probíhající na zemském povrchu. Hlavním cílem klimatických modelů je tak snaha o pochopení těchto zákonů a procesů. Modely se snaží detailně charakterizovat chování klimatického systému za současných podmínek. Tyto podmínky zároveň mohou posloužit k odhadu chování v budoucnu. Nutno však dodat, že klimatické modely nejsou schopny takto komplexní síť vztahů řešit pro každé místo a každý časový okamžik na zemském povrchu (Pretel 2011). Numerické výpočty modelů jsou řešeny v jednotlivých prostorových rozlišeních. Hanel et al. (2011) uvádí, že pomocí klimatického modelu je prostor diskretizován do trojrozměrné prostorové dimenze, která má více než deset vertikálních vrstev a rozlišení horizontálního směru se pohybuje v řádu tisíců až stovek (globální klimatické modely) nebo stovek až desítek (regionální klimatické modely) kilometrů. Zjednodušeně tak z globálních klimatických modelů vychází modely určené pro simulaci změn klimatu v menším měřítku – regionální klimatické modely se vstupními parametry vypočtenými globálním modelem (Štěpánek et al. 2019).

Modely lze také rozdělit na základě výpočetní náročnosti na jednoduché a složité. Jednoduché modely, méně náročné na technický výpočet, se používají zejména při tvorbě velkého množství simulací nebo pro dlouhé integrační časy, nicméně tento typ neposkytuje takovou spolehlivost jako v případě modelů složitých (Moravec 2016). Projekce těchto klimatických modelů je následně vložena do hydrologických modelů (Šachová 2013).



Obrázek 2: Gridová trojrozměrná síť (zeměpisná šířka, zeměpisná délka, výška) globálního klimatického modelu (vlevo) a rozložení horizontálních vrstev modelu (vpravo). V případě vertikálního členění se žádná z vrstev nedotýká zemského povrchu a sleduje pouze hladinu tlaku vzduchu, což zajišťuje shodný počet gridů v jednotlivých horizontálních vrstvách (zdroj: Trnka et al. 2016).

3.3.1.1 Globální klimatické modely

Globální klimatické modely představují matematicky propojený model cirkulace atmosféry a oceánu, zpravidla obsahující i model kryosféry a zemského povrchu. Hlavní podstatou modelů jsou soustavy diferenciálních rovnic vycházejících ze zákonů fyziky, mechaniky tekutin a chemie. Globální klimatické modely jsou často označovány dvojmyslnou zkratkou GCM – jako výše uvedený *globální klimatický model* a také jako *model globální cirkulace*. GCM reprezentují základní prostředek současného klimatického výzkumu a využívají se jako hlavní nástroj pro modelování komplexního klimatického systému z globálního hlediska (Mikšovský et al. 2008). Popisují atmosférické procesy probíhající na celém zemském povrchu, přičemž zachycují i vzájemné působení atmosféry s oceány a pevninou (Belda et al. 2015). Globální klimatické modely charakterizují procesy klimatického systému na základě trojrozměrné sítě (tzv. gridu) s horizontálním rozlišením mezi jednotlivými gridovými body ve vzdálenosti 200–300 km a vertikálním rozlišením mezi 10–20 km. V praxi to znamená, že každé buňce v trojrozměrné síti odpovídá právě jedna hodnota

teploty, tlaku, vlhkosti vzduchu a dalších fyzikálních veličin. Časové měřítko se nejčastěji pohybuje v řádu desítek až jednotek minut (Mikšovský et al. 2008, Hanel et al 2011).

Globální klimatické modely zachycují procesy, které probíhají ve větších měřítcích, než je jejich prostorové rozlišení. Díky takto hrubé výpočetní síti nejsou GCM schopny dobře charakterizovat všechny procesy odehrávající se v menším měřítku (Štěpánek et al. 2019). Pro zjednodušení se používá tzv. fyzikální parametrizace, jejíž podstatou je vyjádření těchto procesů za pomoci velkoprostorových veličin vypočtených na základě empirických a semiempirických vztahů (Trnka et al. 2016). Jedná se zejména o procesy spojené s konvekcí, velkoprostorovými srážkami, oblačností a s přenosem krátkovlnného záření atmosférou. Dalším problémem hrubého rozlišení je snížení kvality procesů odehrávajících se díky vzájemnému působení atmosféry se zemským povrchem v důsledku složité topografie. Například na území Česka se nacházejí v horizontálním měřítku (vzdálenost 300 km) jeden až dva gridové body (Pretel 2011). Na základě těchto bodů, ležících v dané nadmořské výšce, je vypočtena topografie území. Je zřejmé, že takto hrubá prostorová síť neposkytuje zcela přesnou topografickou reprezentaci našeho území. Jednou z metod zjednodušení globálních klimatických modelů, tj. úpravy dat z velkoprostorových měřítek do menších, je tzv. *downscaling*. Korekcí GCM na menší prostorové rozlišení je zároveň docíleno většího rozlišení upraveného klimatického modelu na menším území (Hanel et al. 2011).

3.3.1.2 Downscaling

Pro korekci na podrobnější měřítka a zpřesnění klimatických informací se používá tzv. *downscaling*, jehož cílem je tak získání informace ve vyšším a přesnějším rozlišení pro určitou omezenou oblast. Techniky *downscalingu* se dělí do dvou kategorií – statistický a dynamický.

Statistický *downscaling* představuje nástroj sloužící k odhadu regionálních či lokálních prostorových charakteristik (např. srážkových úhrnů, teplot vzduchu či odtokových koeficientů) na základě statisticko-empirických vztahů (Warner 2011). Principem statistického *downscalingu* je hledání statistických technik a empirických vztahů (Belda et al. 2015). Primárním účelem je určení vztahů mezi velkoplošnými klimatickými charakteristikami řešenými globálními klimatickými modely (prediktory) a veličinami, které jsou pozorovány pro analýzu dopadů změn klimatu (Warner 2011). Takto definované vztahy jsou následně aplikovány na výsledky GCM, a to za účelem transformace výstupů klimatického modelu

na statisticky propracovanější výsledky, které jsou považovány za vhodnější vstup do regionálních nebo lokálních studií dopadů změn klimatu. Hlavním cílem statistického downscalingu je vytvoření simulace v regionálním měřítku bez využití regionálních klimatických modelů (Krejčová 2017).

Dynamický downscaling je založen na použití simulací regionálních klimatických modelů s vysokým rozlišením, které slouží k dynamické extrapolaci klimatických procesů na regionální nebo lokální úrovni (Hanel et al. 2011). Dynamický downscaling díky regionálním klimatickým modelům využívá vstupní okrajové podmínky převzaté z globálních klimatických modelů. Metoda má široké spektrum využití, využívá se zejména ke studiu regionálních dopadů změn klimatu na vodní zdroje. Jedná se o velmi náročný výpočetní proces, nicméně právě díky vyšším rozlišením lze detailněji podchytit vliv topografie, orografie či místních fyzikálních procesů, mezi které patří například vliv oblačnosti (Farda 2008).

Hanel et al. (2011) uvádí, že oba typy downscalingu jsou obecně známé a rozšířené. Závislost těchto metod spočívá ve fyzikální spolehlivosti výstupů z globálních klimatických modelů. V Česku se za účelem modelování změn klimatu na vodní zdroje využívají spíše výstupy z globálních a regionálních klimatických modelů, tedy dynamického downscalingu (Mikšovský et al. 2008).

V níže přiložené tabulce jsou uvedeny hlavní výhody a nevýhody obou typů (Werner 2011):

Klimatický downscaling	Výhody	Nevýhody
<u>Dynamický downscaling</u>	reakce klimatického modelu je založena na fyzikálních konzistentních zákonech	početně velmi náročná metoda
	podstatně lépe reprezentuje klimatické extrémy	procesy ovlivněny vstupními okrajovými podmínkami z globálních klimatických modelů
		chyby obsažené v globálním modelu se mohou odrazit i na regionální úrovni
<u>Statistický downscaling</u>	výpočetně nenáročná metoda, relativně levný	potřeba značně delších časových řad pro kalibrační proces
	snadný přenos výpočtu mezi více oblastmi	subjektivní volba klimatických veličin
	založen na statistických přístupech a empirických vztazích	hodnotně nereprezentuje klimatické extrémy

Tabulka 1: Výhody a nevýhody jednotlivých metod downscalingu (zdroj: Werner 2011; vlastní zpracování).

3.3.1.3 Regionální klimatické modely

Regionální klimatické modely, označovány jako RCM (regional climate model), byly primárně vyvinuty za účelem poskytování informací o klimatických dopadech, nicméně v současné době slouží jako účinný víceúčelový nástroj pro modelování klimatického systému (Štěpánek et al. 2019). Regionální modelování klimatu se zrodilo koncem 80. let minulého století (Dickinson et al. 1989) a za poslední tři desetiletí dosáhlo obrovského nárůstu (Giorgi 2019). Cílem RGM je zmenšit měřítko gridových sítí globálních klimatických modelů s hrubým prostorovým rozlišením. Tohoto postupu je docíleno pomocí výše zmíněného downscalingu (kapitola Downscaling). Informace z regionálních klimatických modelů jsou poskytovány v jemnějších mřížkových stupnicích, což umožňuje detailnější studium regionálních procesů. Za vstupní údaje regionálních klimatických modelů jsou využívány hodnoty globálních klimatických modelů v podobě počátečních a okrajových podmínek. RCM pracují s horizontálním rozlišením nejčastěji 25–50 km, avšak díky intenzivnímu rozvoji regionálních klimatických modelů v poslední době došlo k jejich zpřesnění až na 10 km (Farda et al. 2010). Toto rozlišení umožňuje detailněji zobrazit procesy interakce se zemským povrchem. Přesto se však některé procesy, zejména ty spojené s konvekcí, musí parametrizovat jako v případě globálních klimatických modelů (Belda et al. 2015). Giorgi (2019) upozorňuje na významnost regionálních klimatických modelů. Uvádí, že jejich účelem není pouze downscaling sloužící k prostorovému zlepšování scénářů změn klimatu, nýbrž že představují účinný nástroj obecně modelovacích systémů.

3.3.2 Scénáře klimatu

Klimatický systém Země je dynamický, neustále se měnící systém. Jeho minulé i budoucí chování se mění v závislosti na přírodních (kapitola Klimatický systém) a antropogenních faktorech, mezi které patří například změna charakteristik zemského povrchu nebo produkce emisí skleníkových plynů (Metelka, Tolasz 2009). Mezi nejdůležitější skleníkové plyny patří oxid uhličitý (CO_2), který vzniká především spalováním fosilních paliv nebo odlesňováním. Další plyn představuje metan (CH_4) vznikající zejména při živočišné výrobě (Krejčová 2017) a ve stále rostoucí míře je uvolňován při degradaci permafrostu v polárních a subpolárních oblastech. Produkce skleníkových plynů je podmíněna mnoha faktory, především technologickým, socioekonomickým a demografickým vývojem společnosti (Moravec 2016).

Vývoj emisí skleníkových plynů však není možno spolehlivě predikovat. Pro nejpresnější stanovení budoucího vývoje změn klimatu jsou využívány tzv. emisní scénáře, jejichž účelem je vystihnout, jakým způsobem bude lidská civilizace z hlediska produkce skleníkových plynů ovlivňovat klimatický systém. Budoucí vývoje emisí jsou počítány v závislosti na vývoji průmyslu, energetiky či změn počtu obyvatel (Metelka, Tolasz 2009). Emisní scénáře zastupovány budoucí změnou koncentrací skleníkových plynů jsou následně vloženy do klimatických modelů, kde především na základě změn teplot vzduchu a úhrnů srážek dochází k porovnání jednotlivých dosažených výsledků (Šachová 2013). Projekce budoucího klimatu tak reprezentují odezvu klimatického systému na jednotlivý emisní scénář propočtený klimatickým modelem. Tyto projekce však mohou obsahovat značnou řadu nejistot, zejména díky přirozené proměnlivosti klimatu, nepřesně stanoveném vývoji emisí skleníkových plynů a určení jejich vlivu na klimatický systém (Pretel 2011).

IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change) uvádí, že ve srovnání s obdobím 1961–1990 má podle očekávaného zvýšení globální teploty nastat na konci 21. století oteplení v rozmezí 1,1–6,4 °C. Takto široký interval je dán právě díky nejistotám v nárůstu zmíněných koncentrací skleníkových plynů, které se následně promítnou i do budoucích projekcí (IPCC, Kvasničák 2010). Metelka a Tolasz (2009) zmiňují, že intervaly jsou charakterizovány mezními hodnotami, ve kterých by se s 90 % statistickou pravděpodobností měla pohybovat správná hodnota.

V současné době existuje mnoho simulací klimatického systému vycházejících z emisních scénářů vyvinutých IPCC v roce 2000 (Pretel 2011). Tyto scénáře jsou označovány jako Speciální zprávy o emisních scénářích (SRES; Special Report on Emission Scenarios; IPCC 2000) a zahrnují v sobě širokou škálu možných variant vývoje lidské společnosti. Mezi nejdůležitější proměnné SRES scénářů patří růst populace a ekonomiky, ohleduplnost k životnímu prostředí, produkce potravin a dalších ekosystémových služeb (Trnka et al. 2016). Jednotlivé scénáře SRES, které předpokládají uvažovaný vývoj koncentrací skleníkových plynů, slouží jako vstupní data do klimatických modelů (Hanel et al. 2011).

Scénáře SRES se dělí do čtyř hlavních skupin – A1, A2, B1 a B2. Základní myšlenkou tohoto rozdělení je predikce budoucího vývoje do dvou základních os (IPCC 2000). Jedna osa udává směr lidské společnosti ke stále vyšší globalizaci, druhá naopak zastupuje regionalizaci, popřípadě zachování stejného ekonomického růstu. Druhé základní dělení charakterizuje lidskou společnost do dvou rovin. V prvním případě se lidé budou chovat k životnímu prostředí

šetrněji a omezí tak produkci skleníkových plynů. Na druhé straně bude docházet k neustálému využívání fosilních paliv a k produkci látek znečišťujících ovzduší. Současný vývoj lidské společnosti se nejvíce shoduje s emisním scénářem A1, a proto byly vytvořeny tři odlišné podskupiny zastupující především energetický vývoj (Höök et al. 2010, SRES 2000).

SRES A1 předpokládá strmý nárůst světové ekonomiky a současně rozvoj nových technologií. Scénář počítá s postupnou konvergencí kontinentů, a to jak na poli hospodářském, tak kulturním. Populační růst bude podle scénáře stoupat až do poloviny 21. století, kde dosáhne svého maxima v počtu obyvatel (8,7 miliardy) a poté bude zvolna klesat. Skupina A1 se na základě budoucího využívání fosilních paliv dělí na tři podkategorie:

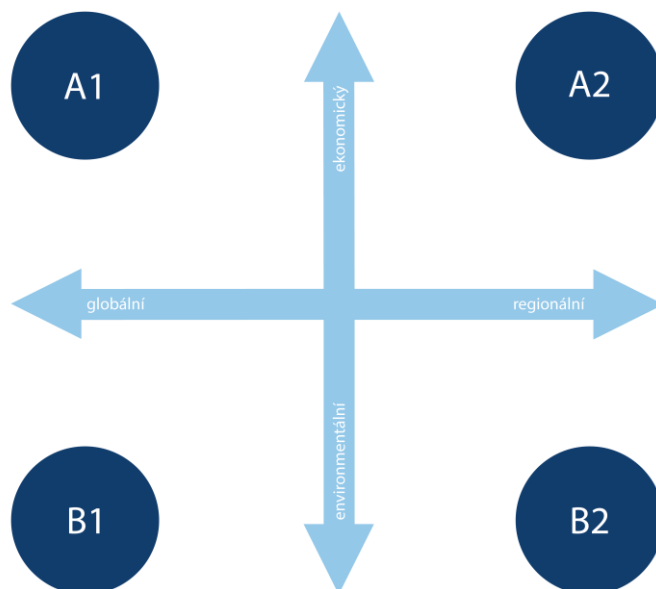
- A1T – bez využívání fosilních paliv
- A1FI – intenzivní využívání fosilních paliv
- A1B – vyrovnané užívání veškerých zdrojů energie

SRES A2 popisuje svět velmi různorodě. Stále bude docházet k technologickým a ekonomickým rozdílům v jednotlivých regionech, avšak růst světové ekonomiky a vývoje nových technologií bude pozvolnější než v případě skupin A1 nebo B1 (Höök et al. 2010). Je očekáván nepřetržitý nárůst v počtu obyvatel během 21. století až k hodnotě 15 miliard. Hospodářský rozvoj se bude zaměřovat spíše na regiony a ekonomika nebude brát přílišný zřetel na problémy spojené s životním prostředím.

SRES B1 charakterizuje konvergentní svět, avšak s předpokladem zmenšujících se regionálních rozdílů. Nárůst populace je předpokládán jako v případě skupin scénářů A1, tedy maximálního počtu obyvatel bude dosaženo v polovině 21. století (8,7 miliardy). Světová ekonomika si projde celou řadou rychlých změn. Budoucí vývoj bude směřovat k rozmachu služeb a informačních technologií. Docházet bude ke snižování materiální a energetické náročnosti produkce, zavedení čistých a úsporných technologií. Scénáře upřednostňují globální řešení problémů, společně s ekonomickou, sociální, biologickou udržitelností a sociální spravedlností (SRES 2000).

SRES B2 představuje svět, ve kterém je kladen důraz na lokální a regionální řešení problémů ekonomického, sociálního a ekologického charakteru. Scénář zároveň počítá s ochranou životního prostředí a sociální spravedlnosti na lokální a regionální úrovni, nikoliv globálně. Jak světová ekonomika, tak populace budou růst pomaleji než v případě scénáře A2, vývoj

technologií je pestřejší než v A1 nebo B1. Předpokládaný počet obyvatel je 10,4 miliardy na konci 21. století (SRES 2000, Höök et al. 2010).



Obrázek 3: Schematické zobrazení scénářů SRES do čtyř skupin. Každou skupinu scénářů charakterizuje hlavní společný prvek – populace, ekonomika, hospodářský rozvoj, technologie, energie nebo ochrana životního prostředí (zdroj: SRES 2000; zpracování: Höök et al. 2010, upraveno).

V poslední hodnotící zprávě Mezivládního panelu pro klimatickou změnu (AR5) byl tento koncept emisních scénářů zaměněn za koncept scénářů koncentrací s názvem RCP (Representative Concentration Pathway, Reprezentativní směry vývoje koncentrací). Podstatným rozdílem RCP oproti scénářům SRES je, že tento koncept nepopisuje možné scénáře vývoje emisí, ale vývoj jednotlivých koncentrací skleníkových plynů, a to bez zohlednění socioekonomických faktorů (Moravec 2016, Ansorge 2012). Scénáře RCP se používají jako vstup pro klimatické modely a jako základ pro hodnocení možných dopadů na klima. Dále však mohou sloužit jako podklad pro tvorbu mitigačních opatření, jejichž cílem je snížit dopady klimatických změn (Van Vuuren et al. 2011). Reprezentativní směry vývoje koncentrací jsou popsány mírou zesílení radiačního působení ekvivalentního oxidu uhličitého (zesílení skleníkového efektu) na konci 21. století oproti předindustriálnímu období v roce 1750. Koncept je tvořen čtyřmi hlavními scénáři, které reprezentují celou řadu dalších s podobnými hodnotami radiačního působení (obrázek 4).

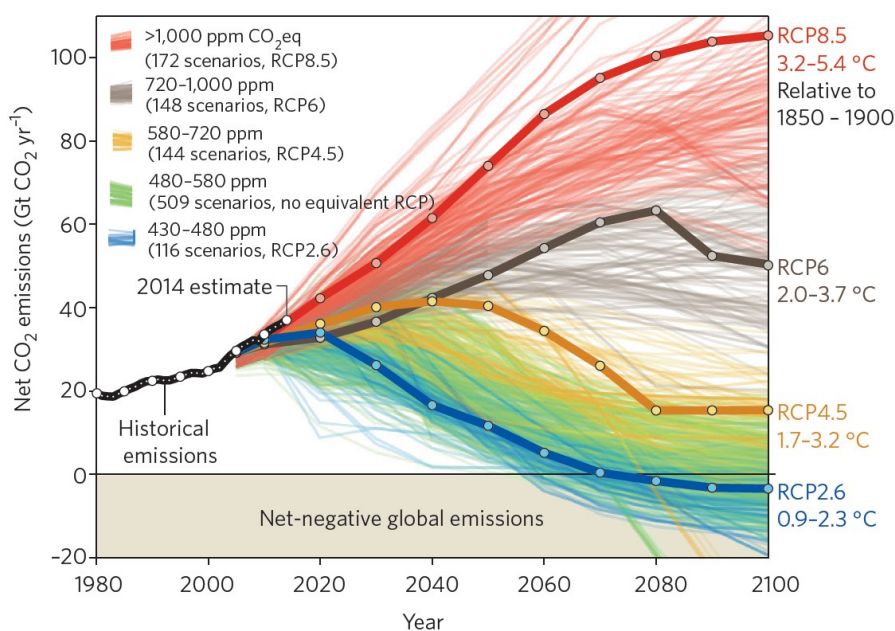
První skupina scénářů RCP 2.6 popisuje vývoj emisí a koncentrací vedoucí k velmi nízkým hodnotám, především díky včasným uplatněním mitigačních opatření. Podle scénářů RCP 2.6 měly emise CO₂ dosáhnout maximálních hodnot kolem roku 2020, poté začínají klesat až k záporným hodnotám (Kluková 2016). Globální průměrná teplota by se měla zvýšit o 0,9–2,3 °C na konci století. Scénáře zároveň předpokládají rychlý ekonomický nárůst a počet obyvatel by měl v roce 2100 přesáhnout hranici 9 miliard. Očekává se snížená spotřeba ropy, nárůst využívání obnovitelných zdrojů energie a vysoká spotřeba biopaliv (Van Vuuren et al. 2011).

Scénáře RCP 4.5 a RCP 6.0 jsou označovány za tzv. Stabilizační scénáře, jenž předpokládají aktivní roli při dosažení stabilizace koncentrací oxidu uhličitého a dalších skleníkových plynů na vytyčených cílových hodnotách. Nárůst radiačního působení se má díky mitigačním opatřením a technologiím sloužících k redukci emisí skleníkových plynů ustálit v roce 2100. Hodnoty emisí CO₂ mají v případě scénářů RCP 4.5 vyvrcholit v roce 2040 (Moravec 2016). Oproti tomu RCP 6.0 do roku 2080 předpokládají takřka zdvojnásobení emisí CO₂ oproti současnosti. V obou případech scénářů má probíhat jak populační, tak ekonomický růst. Nárůst globální průměrné teploty se má v roce 2100 pohybovat v případě RCP 4.5 v intervalu 1,7–3,2 °C a v případě RCP 6.0 mezi 2,0–3,7 °C. Scénáře RCP 4.5 v sobě zahrnují strategie na podporu obnovy zalesnění, naopak ve skupině scénářů RCP 6.0 se pracuje s rostoucím podílem zemědělských ploch a redukcí lesů a travních porostů (Van Vuuren et al. 2011)

Poslední scénáře RCP 8.5 jsou charakterizovány velmi vysokými hodnotami emisí skleníkových plynů (Van Vuuren et al. 2011). Vývoj těchto scénářů je uváděn bez jakéhokoliv ohledu na omezení emisí radiačně aktivních plynů. Jedná se o jediný ze čtyř scénářů, u kterého nebyl brán zřetel na klimatické politiky (tzv. no-climate-policy scenario). Scénáře RCP 8.5 zaznamenávají do roku 2100 extrémně rychlý nárůst emisí CO₂ a tím i zvýšený nárůst koncentrací skleníkových plynů. Očekává se nárůst populace na 12 miliard kolem roku 2100, pomalý ekonomický růst a technologický rozvoj. Scénáře RCP 8.5 pracují s vysokou produkcí a spotřebou fosilních paliv (Donnelly et al. 2017).

Porovnání přibližného celkového radiačního působení v roce 2100 s rokem 1750 (Štěpánek et al. 2019):

- RCP 2.6 – 2,6 W/m² – výrazné snížení koncentrace CO₂ v atmosféře
- RCP 4.5 – 2,6 W/m² – stabilizace koncentrace CO₂ v atmosféře na nižších hodnotách
- RCP 6.0 – 6,0 W/m² – stabilizace koncentrace CO₂ v atmosféře na vyšších hodnotách
- RCP 8.5 – 8,5 W/m² – bez jakéhokoliv omezení emisí



Obrázek 4: Porovnání linií emisních scénářů RCP představujících koncentrace oxidu uhličitého. Jednotlivé vývoje RCP určují zároveň odpovídající oteplení v budoucnu (zdroj: Fuss et al. 2014, data: IPCC AR5 database, GCL/CDIAC).

Nejdůležitějším rozdílem scénářů SRES a RCP je postup při jejich tvorbě. Scénáře SRES v první řadě vychází z definování socio-ekonomických faktorů, ze kterých jsou následně odvozovány hodnoty emisí a koncentrací (Moss et al. 2010). Scénáře RCP jsou utvářeny obráceně. Nejprve jsou stanoveny čtyři hodnoty radiačního působení v roce 2100, ke kterým může směřovat několik desítek socio-ekonomických vývojů. Tento rozdíl tak poskytuje vědcům analyzovat jednotlivé technologické, sociální, ekonomické, environmentální či politické podmínky (Ansorge 2012).

Přechod od emisních scénářů SRES k RCP byl zdůvodněn v publikacích mnoha autorů. Například Moss et al. 2010 zmiňuje, že důvodem pro vytvoření nových scénářů bylo potřeba detailnějších vstupních dat do modernějších klimatických modelů. Dále uvádí, že RCP

již v sobě zahrnují socio-ekonomická a environmentální data, která shromažďoval Mezivládní panel pro změnu klimatu od vydání SRES (Ansorge 2012). Jejich vznik je spojován s rostoucím zájmem o scénáře zkoumající zejména dopady různých politických strategií v oblasti klimatu. Scénáře RCP tak oproti SRES umožňují hodnotit, jaký vliv a efekt přinášejí dlouhodobé klimatické cíle (Van Vuuren et al. 2011).

3.3.3 Postup při modelování dopadů klimatických změn na vodní zdroje

V důsledku narůstajícího vlivu klimatické změny se i v hydrologii otevírají možnosti posuzující tento trend. K budoucím prognózám změn klimatu mohou posloužit hydrologické modely. Ty jsou vzájemně propojeny zpětnými vazbami. Pomocí hydrologických modelů lze snadněji pochopit vliv klimatické změny na hydrologické procesy v přírodě. Veškeré modely obecně zobrazují jednotlivé prvky, vlastnosti a vztahy mezi nimi. Zároveň nám pomocí zvolených systémů pomáhají lépe zobrazit realitu. Hydrologické modely jsou založeny na matematických a logických algoritmech srážko-odtokového procesu, které kvantitativně promítají vazbu mezi vstupními a výstupními daty (Jeníček 2006). Vstupní data jsou tvořena faktory ovlivňujícími odtok vody z povodí. Výstupními daty jsou jednotlivé charakteristiky odtoku. Jedná se tak o matematické vyjádření řešení rovnic charakterizujících chování hydrologického systému a jeho strukturu v prostoru a čase (Sezen et al. 2019).

S rozvojem výpočetní techniky a vzrůstajícím podvědomím o změně klimatu dochází v poslední době k většímu zájmu o hydrologické modely. Právě z důvodu vysokého počtu hydrologických modelů, které se velmi často liší v mnoha aspektech, došlo v poslední době k jejich klasifikaci. Ta je založena na několika základních principech, mezi které můžeme řadit například časové měřítko (kontinuální, epizodní), velikost oblasti (globální, regionální, lokální), účel aplikace modelu nebo typ systému, který je simulován.

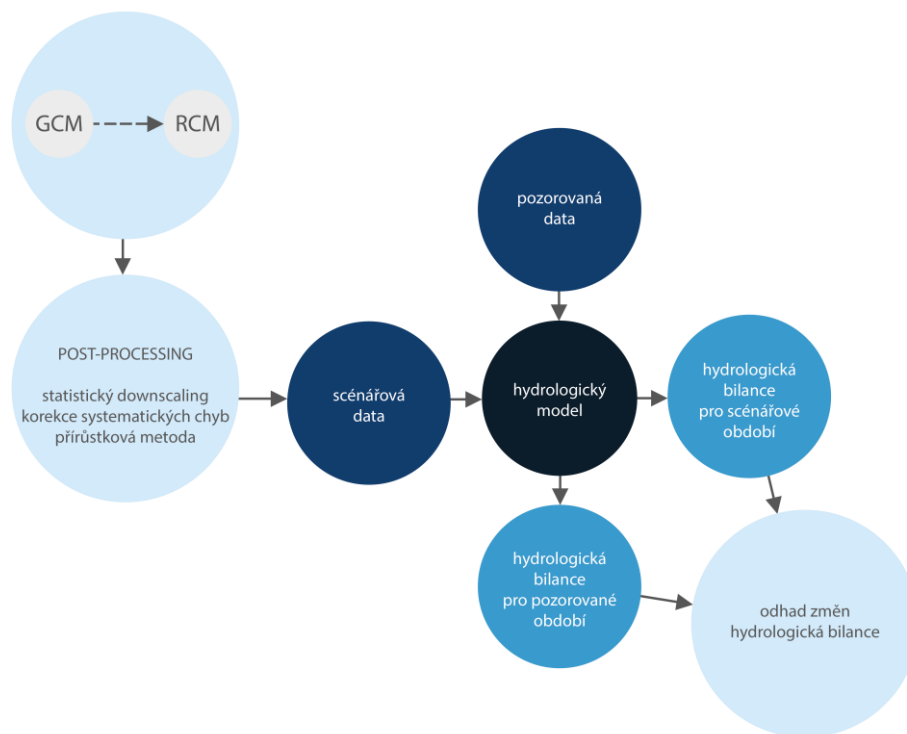
V aplikované hydrologii jsou využívány zejména koncepční modely se soustředěnými parametry. Jedná se o modely zjednodušující zastoupení jednotlivých procesů a jevů v hydrologickém cyklu. Této schematizace je dosahováno pomocí diferenciálních nebo diferenčních rovnic a koncepčních prvků nebo empirických vztahů, které v modelu velmi často nahrazují dynamické rovnice. Mezi nejvyužívanější koncepční modely patří například bilanční hydrologické modely odtoku z jednotlivých povodí, srážko-odtokové modely se soustředěnými parametry nebo simulační modely vodohospodářských staveb.

Seibert (1999) ve své práci uvedl, že model díky své podstatě není nikdy reálný. Nepravdivost tak hraje velkou roli v modelech koncepčních, protože žádné reálné povodí se neskládá z jednotlivých modulů vložených do modelu. Seibert (1999) toto tvrzení demonstroval na příkladu půdních vlastností, které ve čtverci 100 x 100 m nejsou nikdy konstantní. Nutno však podotknout, že hydrologické modely jsou pro přiblížení reality zcela nezbytné (Morton 1993).

Samotné výstupy simulací z klimatických modelů v denním či měsíčním kroku však nejsou z důvodu systematických chyb ihned vhodné pro hydrologické modelování. Pro odstranění či částečné vyloučení systémových chyb je nejčastěji využíváno dvou metod – oprava systémových chyb a přírůstková metoda (Hanel et al. 2011). První zmíněná spočívá v tom, že jsou simulovaná data transformována tak, aby se jejich charakteristiky co nejblíže podobaly charakteristikám pozorovaných veličin. Druhá (přírůstková) metoda využívá informaci o změnách charakteristik v simulacích klimatických modelů k úpravě pozorovaných dat (Kraaijenbrink 2013). Přírůstková metoda srovnává simulovaná data s daty z kontrolního období a snaží se o to, aby změny mezi nimi odpovídaly změnám v klimatickém modelu (Hanel et al. 2011). V případě vstupních dat v podobě srážek jsou přírůstkové faktory odvozeny jako podíl průměrných srážek v budoucím a kontrolním období. Pro hodnoty teplot jsou přírůstkové faktory vypočteny jako rozdíl průměrné teploty mezi budoucím a kontrolním obdobím (Shabalova et al. 2003). Smith a Hulme (1998) uvádí, že scénáře změny klimatu by měly být konzistentní s reálnými výkyvy klimatu. Neměly by tak očekávat například zásadní oteplení o desítky stupňů Celsia. Scénáře by zároveň měly zahrnovat charakteristiku všech veličin sloužících jako vstupní data do modelu, a to jak v časovém, tak prostorovém měřítku. Posledním kritériem uvedeným Smithem a Hulmem (1998) je fyzikální věrohodnost scénářů. Autoři například zmiňují, že změny srážek nebudou v každém místě na Zemi stejné, a proto by měl být dodržen fakt zajišťující reálné změny jednotlivých veličin (Smith, Hulm 1998).

Vybraný hydrologický model nám, stejně jako ostatní modely, interpretuje fyzikálně založené jevy a snaží se, aby nám i nepozorované vstupní podmínky přinesly důstojné výsledky. Důležitým úkonem je kalibrace hydrologického modelu pomocí pozorovaných dat. Data vypočtená globálními a regionálními klimatickými modely jsou převedena na jednotlivé scénáře pomocí statistického downscalingu nebo výše popsanych metod. Na základě nakalibrovaných dat hydrologického modelu a scénářových řad jsou provedeny simulace interpretující hydrologickou bilanci pro kontrolní období (Moravec 2016). V případě

hydrologického modelování možných dopadů změn klimatu jsou nejčastěji používány časové řady současného (kontrolního) a budoucího (scénářového) období. Klimatologové pro tento účel standardně posuzují třicetiletá období, nejčastěji interval 1961–1990 (Hanel et al. 2011).



Obrázek 5: Schematický přehled procesu hydrologického modelování dopadů změn klimatu (zdroj: Hanel et al. 2011, upraveno).

3.3.4 Dopady změny klimatu na hydrologickou bilanci

Voda je součástí neustále se přeměňujícího procesu. Na Zemi se tak vyskytuje jako plyn, kapalina nebo v pevném skupenství. Proces, při kterém se voda stále dokola transformuje do těchto skupenství, se nazývá hydrologický cyklus (Beran 2019). Voda je v atmosféře zastoupena v podobě vodních par, mraků a srážkových vod. Na povrchu ji nalezneme ve vodních tocích, nádržích, jezerech, v oceánech či ledovcích. Zapomenout nelze ani na vodu podzemní.

Stanovit však obecnou hydrologickou bilanci pro tyto jednotlivé složky hydrologického cyklu je velmi obtížné. V praxi je proto hydrologická bilance sestavována pro menší územní celky, nejčastěji povodí. Hydrologickou bilanci přesně vymezuje vyhláška č. 431/2001 Sb. §2-4 vydaná ministerstvem zemědělství. Vyhláška definuje hydrologickou bilanci jako vzájemné

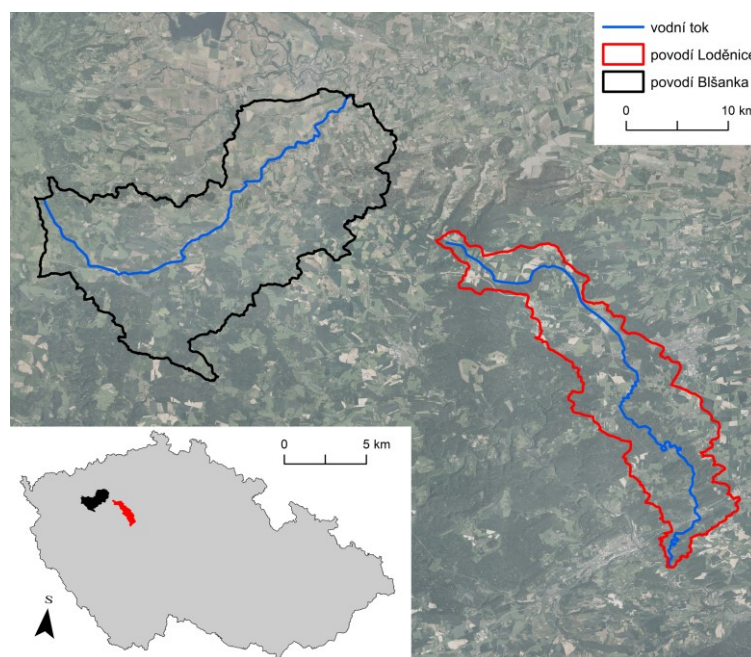
porovnání přírůstků a úbytků povrchové a podzemní vody s vyhodnocením změn vodních zásob v území za určitou časovou jednotku. Hydrologická bilance je složena z bilance množství vody a bilance jakosti vody.

Základními členy hydrologické bilance jsou atmosférické srážky, územní výpar, odtok a změna zásob vody v povodí. Srážky jsou hlavním přírůstkovým vstupem hydrologické bilance do povodí. Rozumí se jimi veškerá voda z atmosféry, která dopadne na zemský povrch. Srážky se mohou vyskytovat ve skupenství kapalném (např. déšť), pevném (např. sníh) či v dalších podobách (rosa, jinovatka). Dalším velmi podstatným členem hydrologické bilance je územní výpar. Tím se rozumí všechny procesy přenášející vodu z kapalného či pevného skupenství do atmosférické vodní páry. Celkový výpar je složen z evaporace (výpar z půdy, vody), transpirace (výpar z cévního systému rostlin), sublimace (přímá přeměna sněhu a ledu na vodní páru). Jako evapotranspiraci označujeme sumu biologického odpařování rostlin a výparu z povrchu půdy a vody. Nemálo podstatnou složkou hydrologické bilance je odtok. Celkový odtok z povodí má však tři složky – povrchový odtok, hypodermický odtok a odtok základní (bazální).

4 ZÁJMOVÁ ÚZEMÍ

4.1 Obecné údaje vymezených povodí

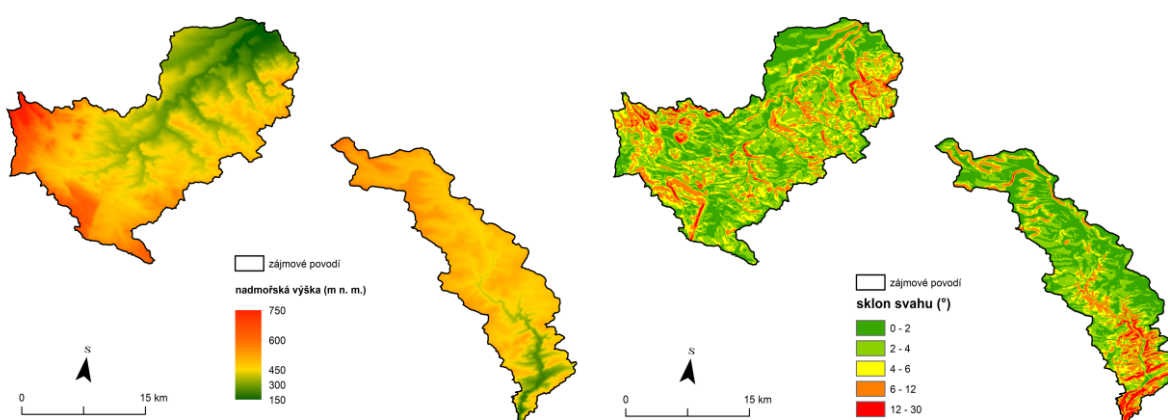
Pro účely závěrečné práce byla vybrána dvě povodí, které leží nedaleko od sebe. Jedná se o povodí Blšanky a povodí Loděnice. Obě zvolená území se vyznačují podobnými meteorologickými charakteristikami, srovnatelným hydrologickým režimem a obdobnými odtokovými poměry. Jedná se o oblasti, které bývají v posledních letech, zejména v letních měsících, postiženy suchem. Jednou z příčin prohlubujících se suchých period je částečný srážkový stín Krušných hor. Tento efekt je značnější v případě povodí Blšanky, avšak i na území Loděnice se srážkový deficit mnohdy projevuje. Kapitola je systematicky rozčleněna podle vybraných povodí, kdy každá část obsahuje dílčí podkapitoly, ve kterých je uveden detailní popis jednotlivých fyzicko-geografických charakteristik vybraných povodí.



Obrázek 6: Přehledná mapa vybraných povodí – Blšanka a Loděnice (zdroj: ARCDATA PRAHA, Mapy.cz, VÚV T. G. M.; vlastní zpracování).

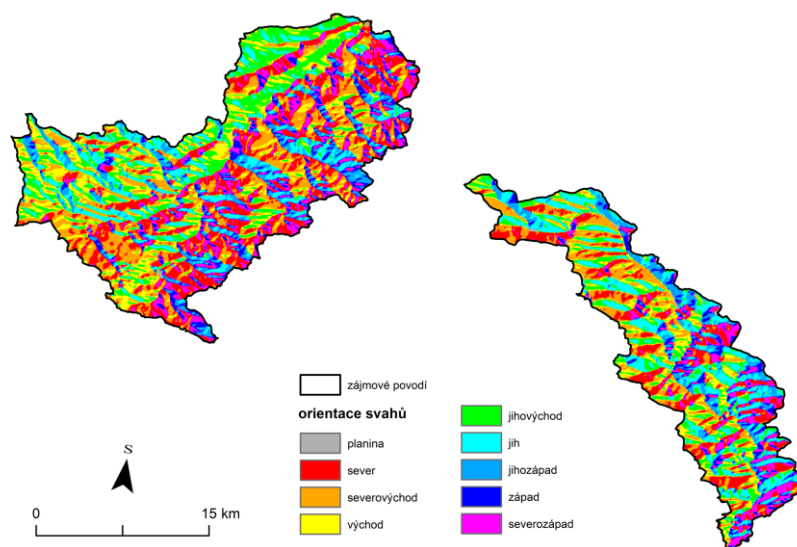
Z obrázků 7 a 8 je patrný výškový i sklonitostní rozdíl. V případě povodí Blšanky si však lze všimnout ještě větších výškových rozdílů než v povodí Loděnice. Nejvyšší nadmořskou výškou v povodí Blšanky je vrch Pilíř (760 m n. m.), který leží v nevýše položených partiích obou povodí. Jedná se o západní část povodí Blšanky, kam z části zasahují přilehlé Doupovské hory. Naopak nejnižším místem je ústí Blšanky do Ohře u obce Trnovany – 195 m n. m. Z obrázku 7 je tak patrné, že směrem k východu postupně klesá nadmořská výška

v povodí. Povodí Loděnice se rozléhá v nižších nadmořských výškách, a proto zde nejsou ani tak velké výškové rozdíly jako v případě Blšanky. Nejvyšším bodem v povodí Loděnice je vrchol Džbán ležící v nadmořské výšce 536 m n. m. Naopak nejnižším bodem je ústí Loděnice do Berounky – 210 m n. m. Lze si všimnout, že nadmořská výška klesá směrem od severu k jihu. Obrázek 8 znázorňuje sklonitostní poměry, které hrají podstatnou roli při formování odtoku. Zde naopak vyšší hodnoty sklonitosti vykazuje povodí Loděnice, konkrétně její jižní část, kde řeka protéká kaňonovitým údolím na území CHKO Český kras. V případě Blšanky se vysoké sklony nacházejí jak v pramenné oblasti, tak v západní části povodí.



Obrázek 7 a 8: Výškové a sklonitostní poměry vybraných povodí – Blšanka a Loděnice (zdroj: ARCDATA PRAHA; vlastní zpracování).

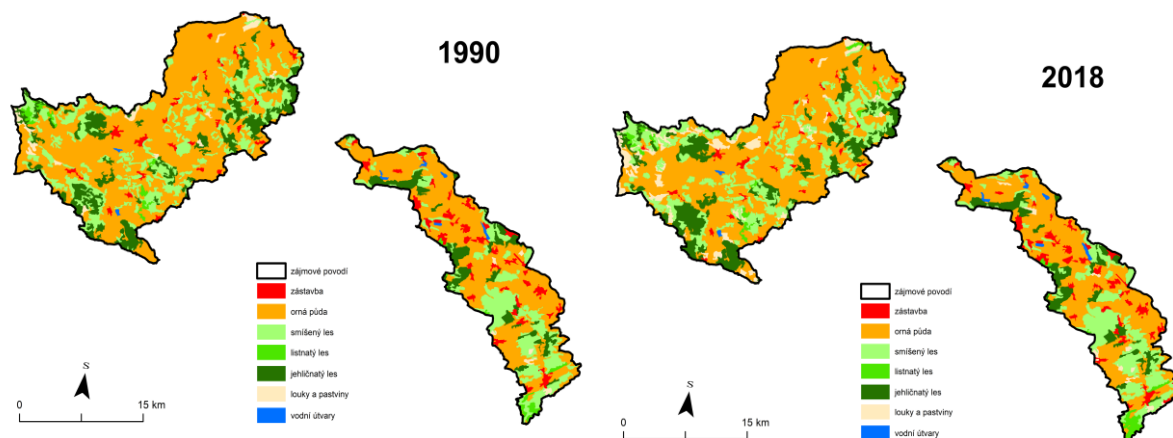
Orientace svahů vůči světovým stranám představuje důležitou charakteristiku krajinného rázu. Má významný vliv například na odlišnou distribuci atmosférických srážek a akumulaci sněhové pokrývky v rámci pohoří. Na obrázku 9 je znázorněna orientace svahů obou území. Převážná část Blšanky teče severovýchodním směrem. V takřka celé jižní a východní části povodí převládají svahy ukloněné na severozápad. Naopak severní a západní část povodí je orientována k jihovýchodu, východu a jihu. Opakem je Loděnice, kde vodní tok proudí jihovýchodním směrem a největší zastoupení zde mají svahy ukloněné k východu, severu a severovýchodu. Východní část povodí je orientována na severozápad a jih.



Obrázek 9: Orientace svahů ve vybraných povodí – Blšanka a Loděnice (zdroj: ARCDATA PRAHA; vlastní zpracování).

Krajinný pokryv je výsledkem především přírodních poměrů. Velkou měrou se však na jeho formování podílí i lidská činnost. Na obrázcích 10, 11 jsou uvedeny mapy znázorňující porovnání krajinného pokryvu v roce 1990 a v roce 2018. V tabulkách 2 a 3 jsou uvedena plošná a procentuální zastoupení jednotlivých krajinných prvků v obou povodích. Nutno však podotknout, že se jedná o srovnání relativně krátkého období, protože k největším změnám v typologii české krajiny došlo po 2. světové válce a v období kolektivizace. Slibnějších změn by tak bylo dosaženo při porovnání delšího časového úseku.

V zájmových povodích největší zastoupení představuje orná půda, přičemž její rozsah lehce poklesl. Naopak nejméně jsou v povodích zastoupeny vodní plochy. Za zmínku stojí nárůst luk a pastvin, zejména v pramenné oblasti a severní části Blšanky. Zřejmý pokles vykazuje také smíšený les, který se především v západní části Blšanky a jižní části Loděnice přeměnil v jehličnatý a listnatý les. Prokazatelný je i nárůst zastavěných ploch kolem větších obcí a měst v povodí. Vodní plochy v povodí tvoří jak v roce 1990, tak v roce 2018 přibližně 2,4 km².



Obrázek 10 a 11: Porovnání krajinného pokryvu v roce 1990 a 2018 ve vybraných povodích (zdroj: ARCDATA PRAHA, CORINE; vlastní zpracování)

1990	zástavba	orná půda	smíšený les	listnatý les	jehličnatý les	louky a pastviny	vodní útvary
plocha (km ²)	32,8	451,3	154,5	11	89,9	11,4	2,4
podíl (%)	4,4 %	59,9 %	20,5 %	1,5 %	11,9 %	1,5 %	0,3 %

Tabulka 2: Přehled změn krajinného pokryvu v roce 1990 ve vybraných povodích (zdroj: ARCDATA PRAHA, CORINE; vlastní zpracování).

2018	zástavba	orná půda	smíšený les	listnatý les	jehličnatý les	louky a pastviny	vodní útvary
plocha (km ²)	38,2	430,9	138,9	13,8	94,5	34,5	2,4
podíl (%)	5,1 %	57,2 %	18,4 %	1,8 %	12,5 %	4,6 %	0,3 %

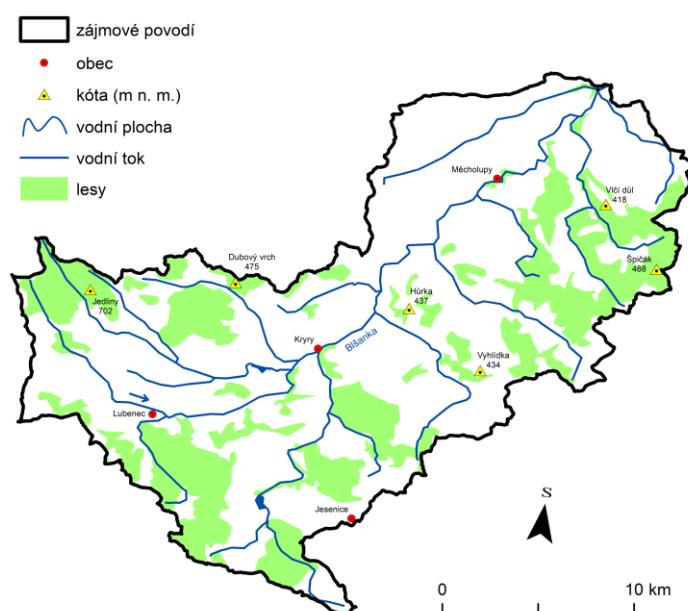
Tabulka 3: Přehled změn krajinného pokryvu v roce 2018 ve vybraných povodích (zdroj: ARCDATA PRAHA, CORINE; vlastní zpracování).

4.2 Povodí Blšanky

4.2.1 Geografické poměry

První zájmovou oblastí je povodí řeky Blšanky, které leží v severozápadních Čechách a spadá do správy Povodí Ohře. Vybrané povodí má plochu 482,5 km² a svou rozlohou zasahuje celkem do čtyř krajů – Karlovarského, Ústeckého, Plzeňského a Středočeského. Blšanka je s délkou 50,79 km velmi podstatným pravostranným přítokem řeky Ohře. Jedná se o vodní tok III. řádu s identifikačním hydrologickým pořadím 1-13-03-043 (ČHMÚ). Mezi největší přítoky se řadí potoky Mlýnecký, Podvinecký, Očihovecký či Podhora. V povodí Blšanky se nachází také vodní nádrže, z nichž nejznámější je například rybník Blatno (29,93 ha) či Stebenský rybník (12,98 ha).

Blšanka pramení v Doupovských horách na jihovýchodním svahu vrcholu Pilíř v nadmořské výšce 685 m n. m. Blšanka ve své pramenné oblasti protéká vojenským újezdem Hradiště, odkud proudí jihovýchodním směrem k obci Lubenec, kde se stáčí směrem na východ. Za Lubencem nabírá severozápadní směr a teče k obcím Kryry, Blšany, Měcholupy a Holedeč. Do řeky Ohře ústí asi 5 km východně od Žatce, u obce Trnovany v nadmořské výšce přibližně 190 m. V horní části vodního toku má Blšanka bystřinný charakter, protéká zde údolím, loukami a rozsáhlými chmelnicemi. Koryto řeky má v této oblasti přírodě blízký tvar. Okolí střední části toku je tvořeno z větší části zástavbou a koryto zde má lichoběžníkový tvar. V dolní části je koryto široké přibližně 7 m, doprovázeno bohatou a vzrostlou vegetací. Blšanka odvodňuje východní část Doupovských hor, část Rakovnické pahorkatiny a Džbánu.



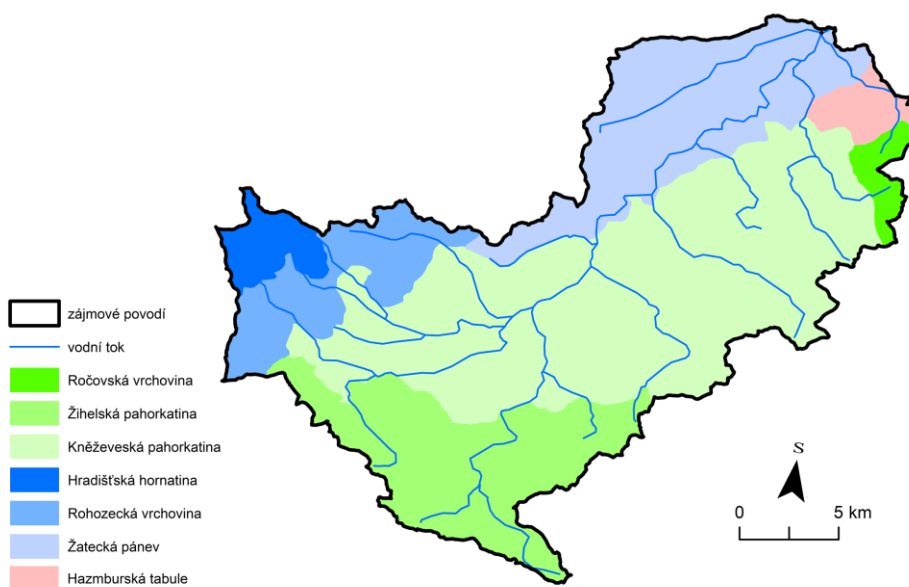
Obrázek 12: Geografická mapa povodí Blšanky (zdroj: ARCDATA PRAHA, VÚV T. G. M.; vlastní zpracování)

Povodí řeky Blšanky patří dlouhodobě mezi nejsušší oblasti Česka. Průměrný úhrn srážek se zde pohybuje mezi 450–500 mm (ČHMÚ, Mrkvičková et al. 2012). Již mnoho let se povodí potýká s nedostatkem vody ve vodních tocích, špatnou dostupností vody pro průmysl či zemědělství, a v neposlední řadě se sníženou kvalitou vody pro domácnosti. V posledních letech jsou v létě dokonce zakázány odběry povrchových i podzemních vod. Z tohoto důvodu je zde v plánu celá řada opatření, která by měla pomoci v boji proti suchu. Jedním z nich je plánovaná výstavba vodního díla Kryry na Podvineckém potoce v povodí Blšanky. Přehrada s celkovým objemem přibližně 8 mil. m³ by měla společně s dalšími opatřeními plnit roli

několika funkcí. Primárně by měla nadlepšovat průtoky během hydrologicky suchých period, a to v povodí Blšanky a Rakovnického potoka. Dále by měla plnit funkci protipovodňovou, retenční a zásobní (Mrkvičková et al. 2012).

4.2.2 Geomorfologické poměry

Povodí Blšanky je geomorfologicky poměrně rozmanité, protože svou rozlohou spadá do mnoha geomorfologických jednotek, které jsou níže popsány podle Balatka, Kalvoda (2006), Bína a Demek (2012) a Demek a Mackovčín (2006). Celé povodí však náleží hercynskému systému, provincii Česká vysočina, která se dále dělí na šest subprovincií (soustav). Do povodí Blšanky zasahují tři subprovincie – Poberounská, Krušnohorská a Česká tabule (Balatka, Kalvoda 2006). Převážná část povodí však náleží Poberounské subprovincii, která se dále dělí na Plzeňskou pahorkatinu a Brdskou podsoustavu. Plzeňská pahorkatina je v povodí reprezentována Kněževeskou a Žihelskou pahorkatinou. Brdskou podsoustavu představuje Ročovská vrchovina. Druhou geomorfologickou podsoustavou zasahující do povodí je Krušnohorská subprovincie, která je zastoupena Hradišťskou hornatinou, Rohožeckou vrchovinou a Žateckou pánví. Poslední soustavou je Česká tabule, jež do povodí zasahuje pouze malou plochou ve východní části povodí.



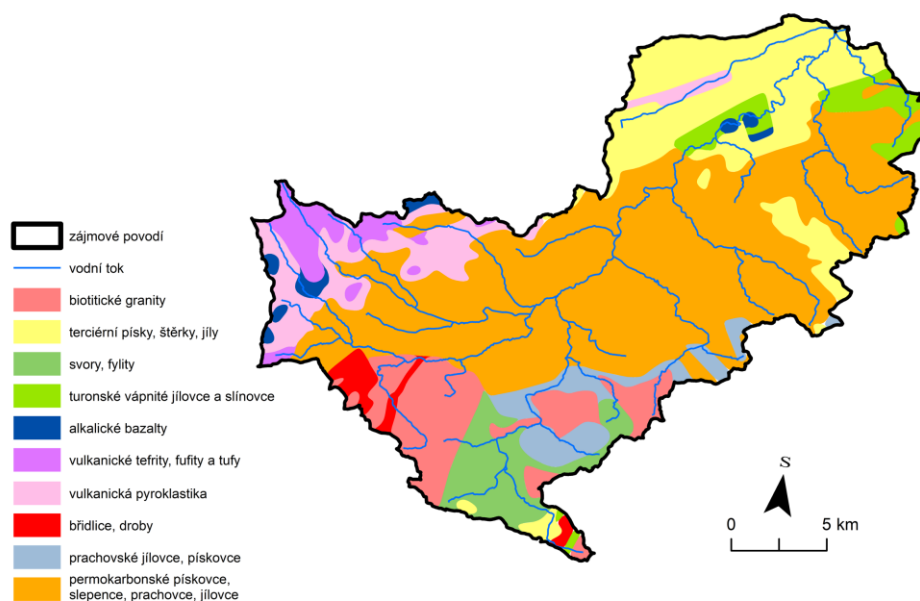
Obrázek 13: Geomorfologické poměry v povodí Loděnice (zdroj: ARCDATA PRAHA, AOPK; vlastní zpracování)

4.2.3 Geologické poměry

Povodí Blšanky spadá do území Českého masívu. Jedná se o obrovskou geologickou jednotku představující pozůstatek rozsáhlého hercynského (variského) horstva formujícího se od středního devonu do svrchního karbonu. Český masív vznikl kolizí dvou kontinentálních desek a je tvořen především horninami prekambriického a paleozoického stáří. Svou plochou přesahuje Český masív území Česka – zasahuje do Rakouska, Německa a Polska. Blšanka spadá do středočeské oblasti Českého masívu – bohémika (Mísař et al. 1983). Zájmové povodí je tvořeno pestrým geologickým podložím odlišného stáří, různé geneze a jinými předpoklady pro zvětrávání hornin. V převážné části území se nachází horniny z období mladších prvohor a druhohor. V bezprostřední blízkosti vodního toku se nachází nivní sedimenty fluviálního původu pocházející z období holocénu (Mísař et al. 1983).

Pramenná oblast spadá do části vulkanického komplexu Doupovských hor. Tento obrovský vulkanický komplex zaujímá oblast doupovské kaldery o průměru přibližně 25–30 km. Komplex odděluje sokolovskou pánev od pánve mostecké a do zájmové lokality zasahuje na jihovýchodě přes podbořanský zlom. Masív Doupovských hor vznikl během první neovulkanické fáze, v oligomiocénu před 35–17 mil. lety, jako stratovulkán s centrálním kanálem, který se nachází v oblasti Doupova. Horninové složení zde tvoří bazálními pyroklastiky, mezi které patří zejména tufy, fufity a tefrity (Mrkvičková et al. 2012). Doupovské hory vznikly společně se sedimentačními procesy okolních pánví, které byly právě vulkanickou činností velmi ovlivněny (Kadlec 2004). Na okrajích stratovulkánu postupně vznikaly uhelné nebo karbonátové sedimenty. Střední část vodního toku tvoří horniny paleozoika Českého masívu. Jedná se o útvary středočeského svrchního permokarbonu. Prášil (1996) ve své publikaci rozděluje dle stáří a zbarvení horniny čtyř souvrství – spodní šedé, spodní červené, svrchní šedé a svrchní červené. Poslední zmíněné souvrství je zde tvořeno pískovci, arkózovými pískovci, slepenci, písčitými prachovci, hnědočervenými jílovci a písčitými jíly (Domácí 1975). Mocnost permokarbonských útvarů narůstá směrem k severu, kde dosahuje až stovek metrů (Pešek 1979, Kadlec 2004). Místy se v této části objevují pozůstatky druhohorních sedimentů české křídové pánve. Jedná se zejména o vápnité jílovce a slínovce z období spodního a svrchního turonu. Dolní tok Blšanky je formován především terciárními sedimenty Českého masívu pocházející ze středního až spodního miocénu. Hlavní zastoupení zde mají písky, štěrky a jíly. Místy se zde objevují nezpevněné sedimenty lakustrinní geneze. Jde o horniny pocházející z regionu podkrušnohorské pánve, mosteckého souvrství. V dolní části povodí, kolem města Žatec, se zároveň vyskytují kvartérní sedimenty v podobě

eolických spraší a sprašových hlín. Jižní část povodí je tvořena starohorními svory a fylity, které zde zastupují tepelsko-barrandienské algonkium. Do této oblasti zasahují horniny lounského plutonu, který leží ve středočeské oblasti Českého masívu. Jedná se o hlubinné magmatity, zejména o biotitické granity čistecko-jesenického masívu (Pešek 1979, Kadlec 2004)



Obrázek 14: Geologické poměry v povodí Blšanky (zdroj: ARCDATA PRAHA, ČGS; vlastní zpracování).

4.2.4 Klimatické poměry

Klimatické podmínky jsou utvářeny na základě několika faktorů, které podnebí ovlivňují. Jedná se především o nadmořskou výšku, zeměpisnou šířku a orografii. Opomenout však nelze ani podmínky atmosférické, z nichž nejdůležitější je cirkulace vzduchových hmot. Klima je charakterizováno pomocí několika veličin – atmosférické srážky (intenzita, úhrn), teplota a vlhkost vzduchu nebo směr větru. Povodí Blšanky se nachází v oblasti, která je z dlouhodobého hlediska postižena nedostatkem srážek. Jedním z důvodů je, že povodí se nachází se srážkovém stínu Krušných hor. Jedná se o oblast, která se zejména v posledních letech potýká se suchem v letních měsících.

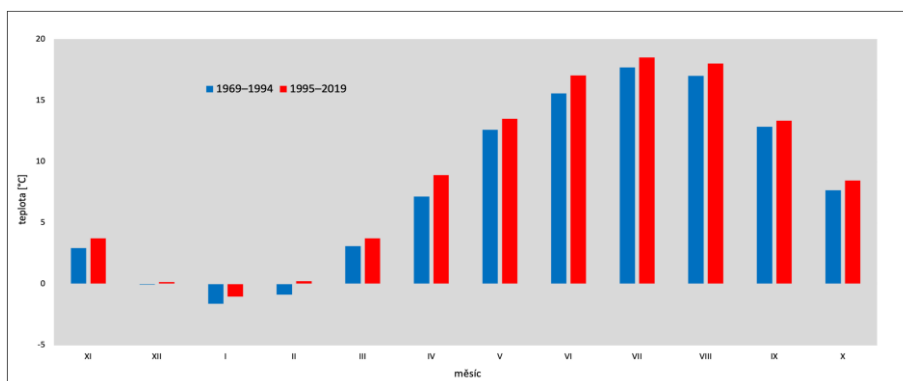
Pro charakteristiku klimatických poměrů v povodí Blšanky byla zvolena časová řada z období 1969–2019. Takto dlouhé období bylo pro zajímavost rozděleno na dva stejné časové

úseky (tabulka 4). Prvním je období 1969–1994 a druhým 1995–2019. Z tabulky je patrné, že hodnoty jak srážkových úhrnů, tak hodnoty teploty vzduchu jsou vyšší v období 1995–2019.

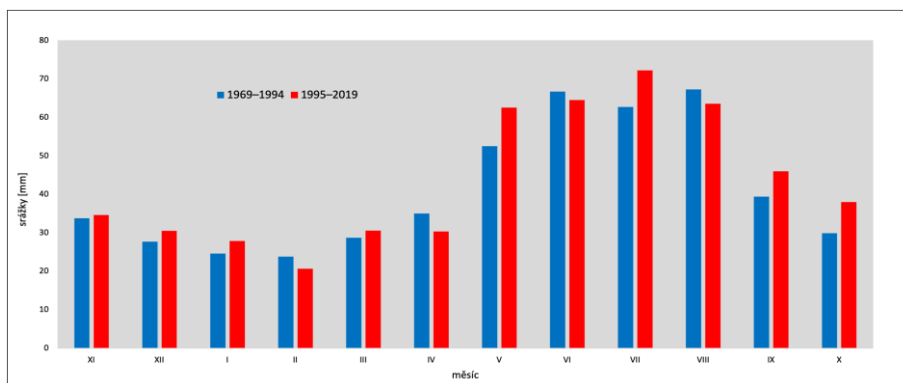
Blšanka	1969–1994	1995–2019
srážky [mm*rok]	486,86	526,11
teplota vzduchu [°C]	7,82	8,71

Tabulka 4: Přehled srážkových úhrnů a teploty vzduchu v povodí Blšanky.

Na obrázcích 15 a 16 jsou znázorněny rozdíly teploty vzduchu a srážkových úhrnů v jednotlivých měsících během dvou pozorovaných období 1969–1994 a 1995–2019. Z prvního obrázku je patrné, že ve všech měsících došlo ve druhém období k nárůstu teplot vzduchu. Průměrná roční teplota vzduchu v období 1969–1994 činila 7,82 °C. Oproti tomu v období 1995–2019 teplota vzduchu vzrostla téměř o 1 °C. Nejvyšší teplotní přírůstek byl zaznamenán v měsíci dubnu (+ 1,8 °C). Nejmenší naopak v prosinci, kdy teplota vzduchu ve druhém období vzrostla o 0,2 °C oproti prvnímu. Obrázek 16 zachycuje rozdíly srážkové činnosti v obou obdobích. Na první pohled je zřejmé, že se jedná o jinou situaci než v případě teploty vzduchu. Lze konstatovat, že v některých měsících došlo k nárůstu srážek, v jiných naopak k poklesu. Nejvyšší hodnoty nárůstu vykazuje měsíc květen a červenec. Pokles srážek byl zaznamenán v únoru, dubnu, červnu a v srpnu.



Obrázek 15: Porovnání teploty vzduchu v obdobích 1969–1994 a 1995–2019 v povodí Blšanky.

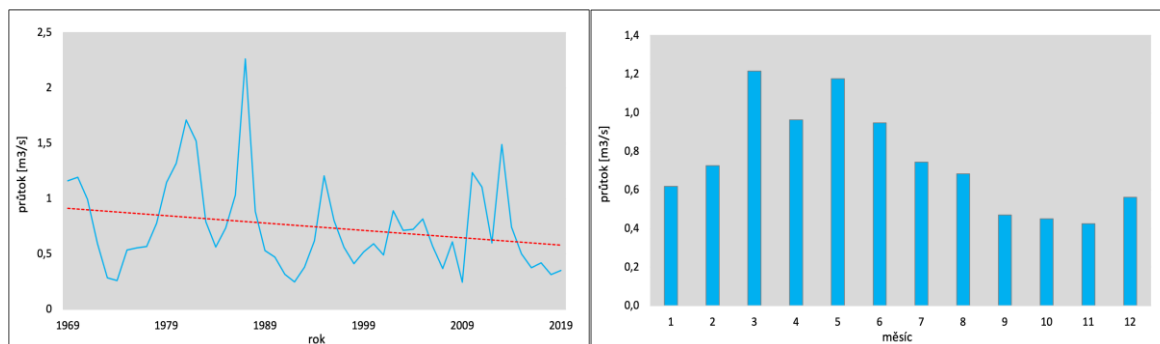


Obrázek 16: Porovnání úhrnů srážek v obdobích 1969–1994 a 1995–2019 v povodí Blšanky.

Podle Quittovy klasifikace spadá povodí do několika klimatických oblastí. Pramenná oblast Blšanky patří do chladné klimatické oblasti CH7, která se vyznačuje dlouhým a mírně chladným jarem. Léto je v této oblasti velmi krátké, mírně chladné a relativně vlhké. Období podzimu a zimy se vyznačuje svým dlouhým trváním. Střední část toku spadá do oblastí MT3, MT4, MT7 a MT11. Pro tyto oblasti jsou charakteristické vyšší teploty. Dolní část toku až po ústí Blšanky do Ohře se nachází v oblasti T2. Pro tuto oblast jsou nepříznivější dlouhá, teplá a suchá léta, a naopak krátké zimy.

4.2.5 Hydrologické a hydrogeologické poměry

Povodí Blšanky má plochu 482,74 km² a podle absolutní řádovosti se jedná o vodní tok III. řádu. Délka vodního toku Blšanka je 50,79 km. Údaje o průtocích pocházejí z profilů Holedeč a Stránky. První zmíněný profil Holedeč poskytoval data od 1. 11. 1968 do 1. 8. 2008. Toto měření dlouhodobě vykazovalo problémy díky zarůstání měrného profilu (Mrkvičková et al. 2012). Od té doby se měří na limnigrafické stanici Stránky. Na obrázcích 17 a 18 jsou znázorněna data o průtocích z období 1969 až 2019, přičemž obrázek vlevo zobrazuje průměrné roční průtoky a obrázek vpravo průměrné měsíční průtoky. Průměrný roční průtok během pozorovaného období činil 0,75 m³/s. Z obrázku 17 je patrné, že hodnoty průměrných ročních průtoků během období klesají, což lze zároveň potvrdit tím, že během období 1969–1994 činil průměrný roční odtok 0,82 m³/s a v období 1995–2019 byl zaznamenán průtok 0,66 m³/s. Obrázek 18 zachycuje rozložení průměrných měsíčních průtoků během roku. Nejvyšší hodnoty vykazují měsíce leden a březen. Od března je patrný pokles průtoků, přičemž nejnižší hodnoty byly zaznamenány během září.



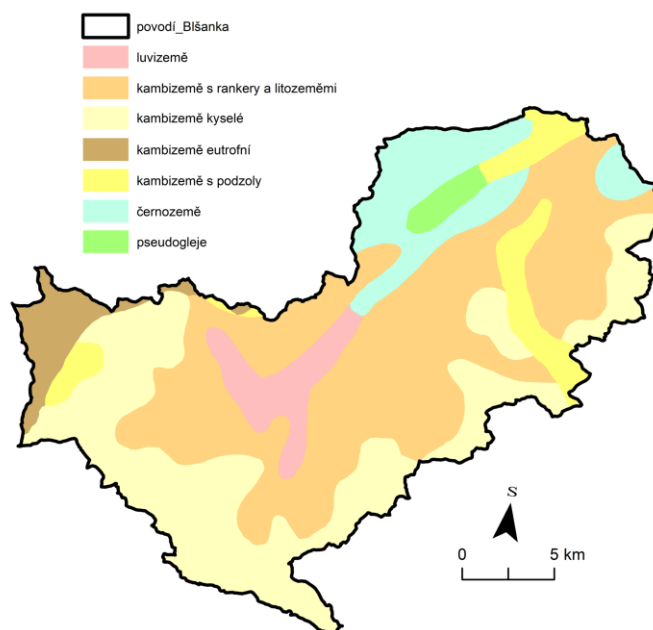
Obrázek 17 a 18: Průměrné roční a měsíční průtoky Blšanky v období 1969–2019.

Z hydrogeologického hlediska spadá převážná část povodí do rajónu základní vrstvy Rakovnická pánev. Hydrogeologický rajón v sedimentech permokarbonu představuje relativně dobře propustné geologické podloží, ve kterém se mohou tvořit zásoby podzemní vody. Rakovnická pánev je tvořena převážně limnickými sedimenty permokarbonu se střední transmisivitou a z větší části průlino-puklinovou propustností (Kadlec 2004). V karbonských sedimentech se díky střídání vrstev propustných sedimentů a jílovitých izolátorů tvoří mnoho lokálních zvodní, jejichž propustnost se směrem do hloubky snižuje. Oběh podzemních vod je v této oblasti omezen díky tektonickým poruchám. Hladina podzemní vody se v blízkosti vodního toku nachází přibližně 1–2 m pod povrchem. Na údolních svazích lze očekávat hladinu podzemní vody ve vyšších hloubkách (5–10 m). Oblast vodního toku kolem obcí Libořice, Měcholupy a Holedeč spadá k hydrogeologickému rajónu základní vrstvy Holedeč. Jedná se o rajón v sedimentech svrchní křídy, který se vyznačuje souvislým zvodněním 15–20 m, puklino-průlinovou propustností a vysokou transmisivitou (Kadlec 2004). Hydrogeologický rajón Holedeč je vodárensky velice využíván (Mrkvičková et al. 2012). Malá část povodí při ústí Blšanky do Loděnice náleží k hydrogeologickému rajónu Mostecká pánev – jižní část (ČGS, ČHMÚ).

4.2.6 Pedologické poměry

Pedologické poměry jsou výsledkem působení několika vlivů, z nichž nejpodstatnější je geologické podloží, krajinný pokryv, klimatické podmínky a antropogenní činnost. Půdy zároveň podmiňují odtokový proces a jeho rozdělení na jednotlivé složky. Velký vliv mají při infiltraci srážkových vod a následné retenci vody v povodí (Janský, Kocum 2007). V převážné části povodí se vyskytují kambizemě spadající podle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky do referenční třídy kambisoly. Kambizemě jsou vyvinuty zejména na svazích magmatických, metamorfických a zpěvněných sedimentárních hornin v podmínkách pahorkatin, vrchovin a hornatin. Kambizemě jsou nejšířenejším půdním

typem Česka. Jedná se o poměrně úrodné půdy, které jsou však často užívány jako pastviny nebo sady. V povodí Blšanky se kambizemě vážou zejména na permokarbonské horniny. Pramenná oblast je díky výskytu vulkanických hornin Doupovských hor pokryta kambizemí eutrofní (Kadlec 2004). V převážné části povodí se nachází kambizemě s rankery a litozeměmi. Severní část povodí je pokryta černozemí, která se váže v této oblasti na spraše. Místy se zde vyskytují i luvizemě a pseudogleje (Tomášek 2007).



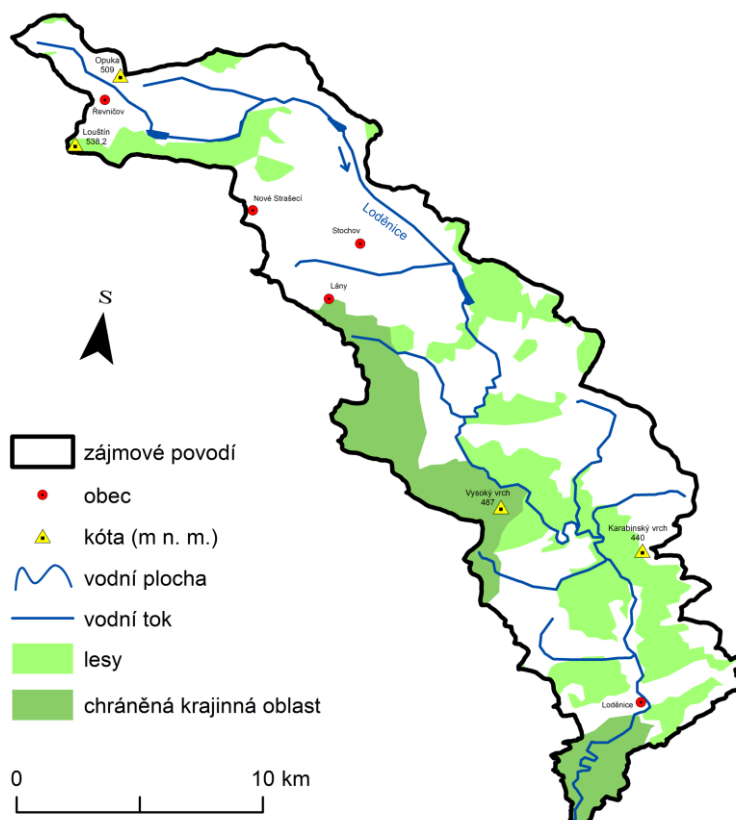
Obrázek 19: Půdní poměry v povodí Blšanky (zdroj: ARCDATA PRAHA, ČGS; vlastní zpracování).

4.3 Povodí Loděnice

4.3.1 Geografické poměry

Loděnice leží ve středních Čechách a zasahuje do okresů Kladno, Beroun, Rakovník a Praha – Zápád. Povodí Loděnice spadá do oblasti trpící dlouhodobě nedostatkem srážek. Roční srážkové úhrny se zde pohybují pod hodnotou 500 mm. Loděnice s hydrologickým číslem 1-11-05-001 je vodní tok IV. řádu spadající do správy státního podniku Povodí Vltavy (ČHMÚ). Jedná se o levostranný přítok Berounky, který pramení v pohoří Džbán na východním svahu stejnojmenného nejvyššího vrcholku nedaleko obce Kroučová. Do řeky Berounky ústí na říčním kilometru 30,34, v nadmořské výšce 210,47 m. n. m., necelé 3 km východně od města Beroun (mezi obcemi Tetín a Srbsko). Celková délka Loděnice činí 64,72 km a plocha povodí 270,24 km². Výškový rozdíl pramene a ústí je 286,75 metrů a převýšení 312 metrů. Průměrný sklon řeky se pohybuje kolem 4 ‰ (Burian 2019).

Po většinu času teče Loděnice jihovýchodním směrem. Horní část toku leží v odlesněné, zemědělsky intenzivně využívané krajině s mnoha rybníky. Mezi největší patří rybníky Turyňský (51 ha), Bucký (cca 26 ha) a Červený (22 ha). Střední část Loděnice protéká intravilány několika obcí, přírodním parkem Povodí Kačáku a za obcí Družec tvoří sevřené meandry. V dolní části se vodní tok zužuje a začíná zařezávat do kaňonovitého zalesněného údolí. Tato část zasahuje do území CHKO Český kras (Burian 2019).

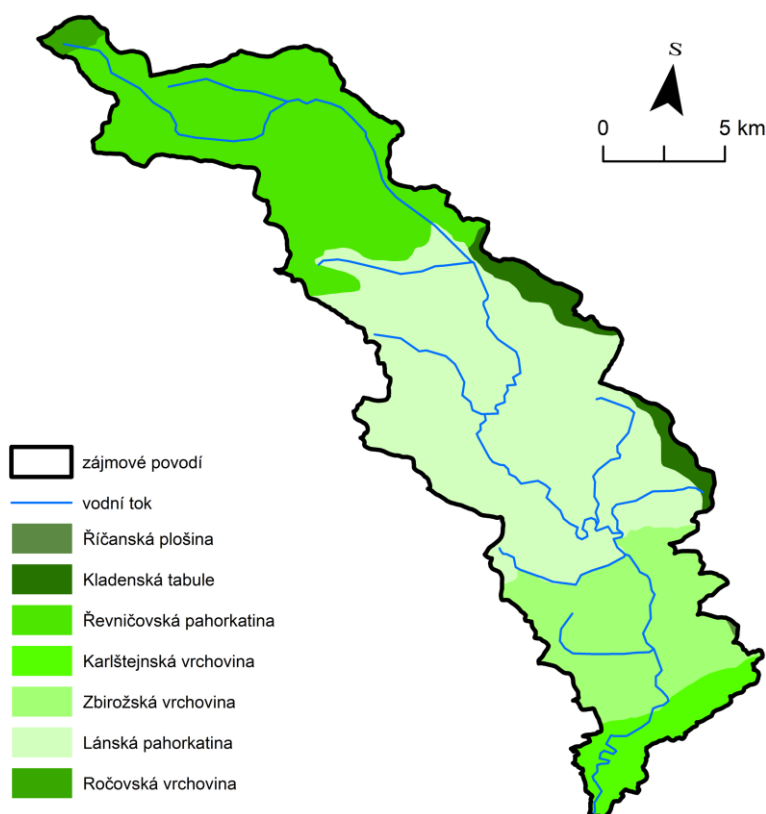


Obrázek 20: Geografická mapa povodí Loděnice (zdroj: ARCDATA PRAHA, VÚV T. G. M., vlastní zpracování).

4.3.2 Geomorfologické poměry

Geomorfologické poměry jsou níže charakterizovány podle Balatka, Kalvoda (2006), Bína a Demek (2012) a Demek a Mackovčín (2006). Zájmové povodí Loděnice náleží z geomorfologického hlediska Poberounské subprovincii, respektive soustavě. Tato geomorfologická jednotka ležící ve středních a jihozápadních Čechách spadá do provincie České vysočiny (Balatka, Kalvoda 2006). Poberounská subprovincie s celkovou rozlohou 8056 km² se dále dělí na dvě podsoustavy – Brdskou oblast a Plzeňskou pahorkatinu. Povodí Loděnice se však nachází pouze na území Brdské oblasti, která se člení na 5 celků (Brdská

vrchovina však do povodí nezasahuje) a 11 podcelků. Horní část Loděnice spadá do geomorfologického celku Džbán, který se rozkládá na severu již zmíněné Brdské soustavy. Džbán je rozdělen na dva podcelky – Ročovskou vrchovinu a Řevničovskou pahorkatinu. Střední tok spadá do geomorfologického celku Křivoklátská vrchovina – Lánská pahorkatina a Zbýšovská vrchovina. První zmíněný celek se rozkládá v oblasti obce Kačice a sahá až k soutoku Loděnice s Chyňavským potokem. V pořadí třetím zasahujícím celkem do oblasti povodí Loděnice je Pražská plošina, kterou zde zastupují dva podcelky – Kladenská tabule, Říčanská plošina. Vodní tok je zde zaříznut v hlubokém kaňonovitém údolí. Dolní část toku zároveň náleží do oblasti krasu tvořeného celou řadou jeskyní. Mezi nejznámější se řadí například jeskyně „Na Průchodě“ či jeskyně „Pod křížem“. Okolí obce Svatý Jan pod Skalou je tvořeno kozími hřbety a kuestami, které se vytvořily monoklinálně s přítomností erozně odolných vápenců (Bína, Demek 2006).



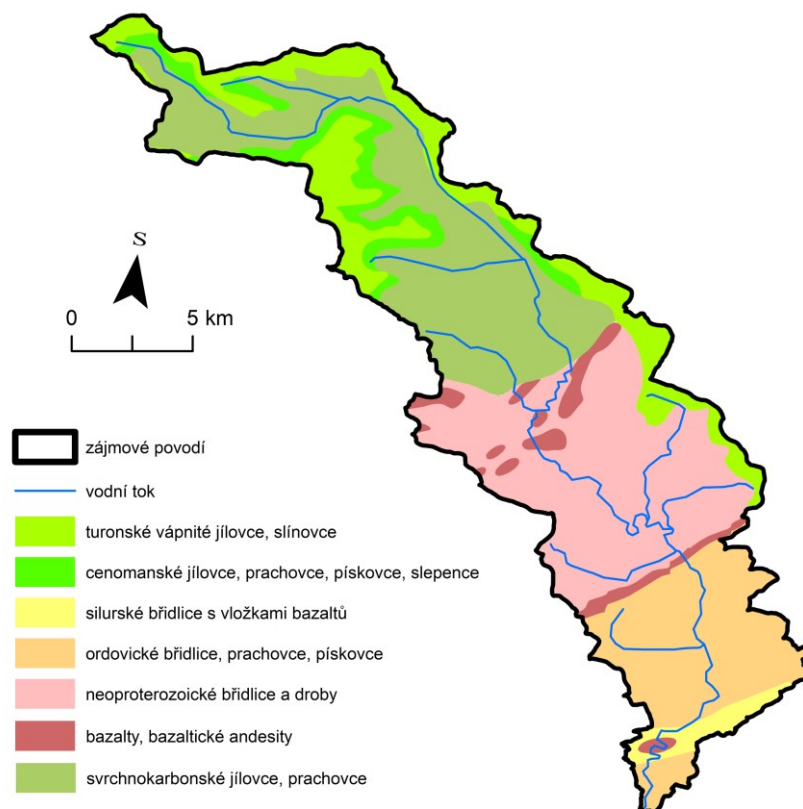
Obrázek 21: Geomorfologické poměry v povodí Loděnice (zdroj: ARCDATA PRAHA, AOPK; vlastní zpracování)

4.3.3 Geologické poměry

Povodí Loděnice je z geologického hlediska velice rozmanité. Celá jeho plocha náleží k Českému masívu, do oblasti Bohemika (oblast středočeská). Bohemikum tvoří široký pás od Karlovarské vrchoviny a oblasti Všerubská směrem k východu do prostoru Letovického krystalinika. Je budováno nepřeměněnými, svrchně proterozoickými a staropaleozoickými horninami, které zahrnují jedny z nejstarších nepřeměněných hornin v Evropě (Mísař et al. 1983).

Mísař et al. (1983) rozdělil geologickou jednotku Českého masívu do 3 částí. První z nich představuje předplatformní krystalinické jednotky a zvrásněné paleozoikum, druhou tvoří limnický permokarbon a třetí platformní jednotky (pokryvy). Horní část povodí je tvořena zejména limnickým permokarbonem a svrchní křídou, střední část toku tvoří horniny svrchněproterozoického stáří, zejména tedy prachovce břidlice a droby (Müller et al. 1991). Dolní část představují nepřeměněné horniny z dob spodního paleozoika. Jedná se o sedimentární horniny vzniklé v kambriu transgresí moře. Ordovik je v povodí zastoupen v podobě Pražské pánve, která leží mezi Prahou a Plzní. V této době vznikl v oblasti povodí bazický komplex, který je zde tvořen hlubinnými vyvřelinami v podobě dioritů a gabra. V siluru došlo k oteplení klimatu, což mělo za následek tání ledovců a tím následné zvýšení hladiny moře. Docházelo zde také k vysokým tlakům podmořského vulkanismu, což zapříčinilo mimo jiné vznik bazického magmatu oceánského typu tvořeného převážně bazalty. Důkazem tohoto magmatu je například svatojanské vulkanické centrum reprezentováno podmořskou sopkou, která velmi často vystupovala nad hladinu moře (Chlupáč 1998). Jako pozůstatek z období siluru jsou v blízkosti obce Loděnice k vidění zkameněliny, například trilobity nebo drobní ramenonožci či mechovky. Variské vrásnění zapříčinilo jak kompresi Barrandienu, tak zvrásnění paleozoických hornin v této oblasti (Kvášovský 2005). To podmínilo vznik několika desítek tektonických poruch a zlomů, podél nichž docházelo k pohybům ker. Během karbonu skončila dlouhá etapa variského vrásnění, díky němuž vznikly také deprese ležící mezi horskými pásmy (Mísař et al. 1983). V těchto depresích docházelo velmi často k sedimentaci, která trvala až do permu. Český masív byl od doby permu do období spodní křídou souší. Převažovaly zde subtropy a tropy aridního typu. Zároveň tak docházelo k denudaci a zvětrávání hornin, což vedlo k tomu, že ve spodní křídě se Český masív stal parovinou (Chlupáč 1998). Křídové sedimenty zde tvoří pozůstatky jihozápadního okraje české křídové tabule. Ve třetihorách dosáhl Český masív díky denudaci svého maxima. Kvartérní sedimenty jsou v horní části povodí zastoupeny sprašemi a sprašovými hlínami. Střední tok je díky několika

meandrům pokryt zejména fluviálními štěrkopísky. V dolní části toku se nachází například pěnoková kupa, jež představuje zbytky holocénu (Chlupáč 1988).



Obrázek 22: Geologické poměry v povodí Loděnice (zdroj: ARCDATA PRAHA, ČGS, vlastní zpracování).

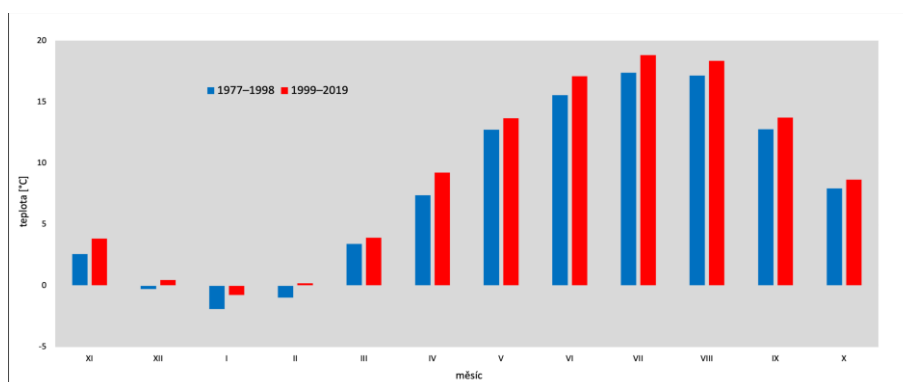
4.3.4 Klimatické poměry

Povodí Loděnice patří stejně jako předchozí povodí z dlouhodobého hlediska mezi srážkově chudé oblasti. Nedostatek srážek je i v tomto případě částečně způsoben srážkovým stínem Krušných hor, které znemožňují západnímu proudění přínos vlhkosti. Tato oblast dlouhodobě trpí suchem. Pro povodí Loděnice byla použita časová řada úhrnů srážek a teploty vzduchu od roku 1977 do roku 2019. Toto období bylo jako v předchozím případě rozděleno na dva úseky, a to 1977–1998 a 1999–2019. Přehled srážkových úhrnů a teploty vzduchu během těchto dvou období je uveden v tabulce 5. Z ní je patrné, že průměrná teplota vzduchu v období 1999–2019 narostla o více než 1 °C. Oproti tomu lze ve druhém období pozorovat pokles srážkové činnosti.

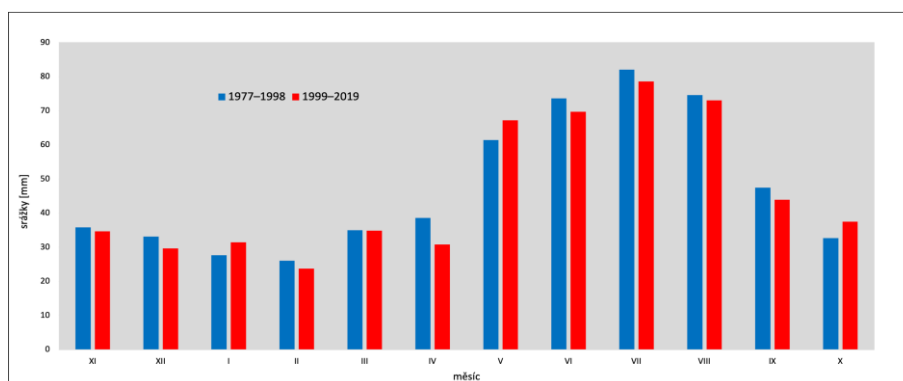
Loděnice	1977–1998	1999–2019
srážky [mm*rok]	7,81	8,96
teplota vzduchu [°C]	567,43	556,09

Tabulka 5: Přehled srážkových úhrnů a teploty vzduchu v povodí Loděnice.

Obrázky 23 a 24 zobrazují srovnání teploty vzduchu a úhrnů srážek v obdobích 1977–1998 a 1999–2019 v povodí Loděnice. Z prvního obrázku 23 je patrné, že teplota vzduchu v období 1999–2019 vzrostla v každém měsíci. Nejmarkantnější nárůst lze pozorovat v dubnu, kdy se průměrná měsíční teplota zvýšila téměř o 2 °C. V červnu a červenci vzrostla teplota vzduchu o přibližně 1,5 °C. Naopak nejmenší nárůst byl zaznamenán v březnu, a to o 0,75 °C. Na druhém obrázku je znázorněno porovnání srážkové činnosti obou období. Na první pohled je patrné, že ve většině měsíců se jedná o pokles srážek ve druhém období oproti prvnímu. Nejvýraznější pokles byl zaznamenán v červnu. Naopak nárůst srážkové činnosti vykazují měsíce leden, duben a říjen.



Obrázek 23: Porovnání teploty vzduchu v obdobích 1977–1998 a 1999–2019 v povodí Loděnice.

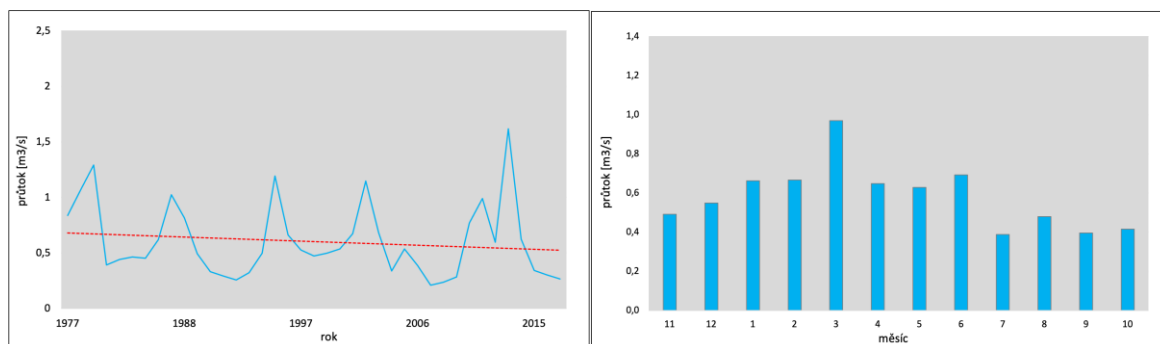


Obrázek 24: Porovnání úhrnů srážek v obdobích 1977–1998 a 1999–2019 v povodí Loděnice.

Podle Quittovy klasifikace klimatu z roku 1971 spadá zájmové povodí Loděnice z větší části do nejteplejší a nejsušší mírně teplé oblasti 11 (MT11). Pouze malá oblast při jižním okraji povodí spadá do teplé oblasti 2 (T2). Oblast MT11 se vyznačuje mírně teplým a krátkým jarem, dlouhým, teplým a suchým létem. Na podzim a v zimě převládá mírně teplé, krátké a suché počasí. Počasí ve druhé zmíněné oblasti T2 se v průběhu roku mění podobně (Quitt 1971).

4.3.5 Hydrologické a hydrogeologické poměry

Povodí Loděnice má plochu 270,24 km² a celková délka vodního toku je 64,72 km. Loděnice představuje vodní tok IV. řádu, jež pramení v pohoří Džbán a ústí do Berounky u obcí Tetín a Srbsko. Údaje o průtocích pochází z limnigrafické stanice Loděnice, která leží ve stejnojmenné obci pod dálnicí. Jedná se o časovou řadu od roku 1977, kdy stanice své měření započala. Na obrázcích 25 a 26 jsou znázorněny průměrné roční a měsíční průtoky Loděnice z období 1977–2019. Z obrázku vlevo je patrné, že průměrné roční průtoky nevykazují takové rozdíly v jednotlivých letech jako tomu bylo v případě Blšanky. Zároveň si lze povšimnout klesajícího lineárního trendu v pozorovaném období. Průměrný roční průtok v období 1977–2019 činil 0,58 m³/s, přičemž v prvním úseku 1977–1998 byl zaznamenán průtok 0,62 m³/s. Ve druhém období 1999–2019 hodnota průměrného ročního průtoky poklesla na 0,54 m³/s. Na obrázku 26 (vpravo) jsou zachyceny průměrné měsíční průtoky během období 1977–2019. Z tohoto obrázku je zřejmé, že nejvyšší hodnoty vykazuje měsíc březen. Naopak nejnižší průměrný měsíční průtok byl zaznamenán v červenci.



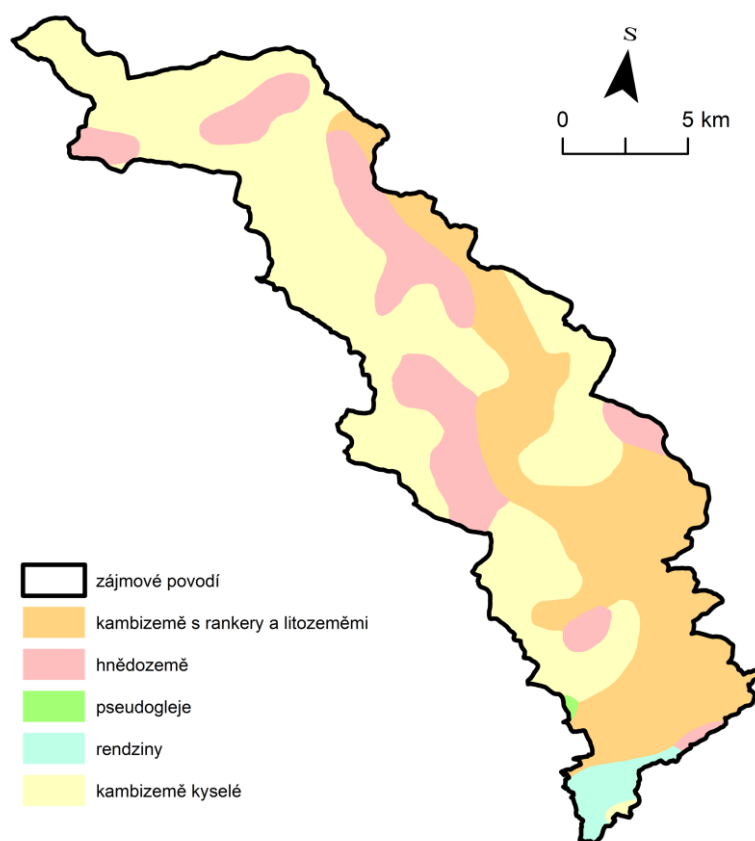
Obrázek 25 a 26: Průměrné roční a měsíční průtoky Loděnice v období 1977–2019.

Z hydrogeologického hlediska náleží velká část povodí Loděnice do rajónu základny vrstvy Rakovnická pánev. Stejně jako v případě Blšanky se jedná o sedimenty permokarbonu, ve kterých se střídají polohy propustných sedimentů s jílovitými polohami izolátorů. V této oblasti se tak vytváří mnoho lokálních zvodní, jejichž propustnost se s narůstající hloubkou snižuje. Oblast kolem střední části vodního toku spadá do hydrogeologického rajónu

Krystalinikum, proterozoikum a paleozoikum v povodí Berounky. Jedná se o rajón ležící v krystalických, proterozoických a paleozoických horninách, přičemž tuto oblast zastupují především břidlice a droby. Hladina podzemní vody je zde volná a propustnost puklinová s nízkou hodnotou transmisivity (ČHMÚ). Hlavní roli zde hrají mělké zvodně ležící v kvartérních sedimentech a v pásnu přípovrchového rozpukání skalních hornin. V těchto místech se tak vytváří mělké podzemní vody s volnou hladinou. Dolní část vodního toku (od obce Loděnice k ústí) náleží k hydrogeologickému rajónu Svrchní silur a devon Barrandienu. V této oblasti Loděnice vytváří hluboce zaříznutá údolí tvořené karbonátovými horninami barrandienu. Hladina podzemní vody je zaklesnutá a z velké části volná (ČHMÚ). Oběh podzemní vody je díky krasu a tektonice omezen. V okolí obce Svatý Jan pod Skalou se nachází mnoho pramenů krasové vody. Jedná se o podzemní vodu s výraznou dobou zdržení v podzemí a vyšší teplotou (Bruthans et al. 2021).

4.3.6 Pedologické poměry

V povodí Loděnice se vyskytují především kambizemě a hnědozemě. Kambizemě se společně s rankery a litozeměmi vyznačují malou mocností půdního profilu a výraznou skeletovitostí. Vyskytují se především v dolní části povodí v oblasti Českého krasu. Jedná se o kambizemě bohaté na karbonáty, které vznikly na smíšených zvětralinách s vysokým podílem vápenců (Müller et al. 1991). Půdy jsou zde měkké a velmi snadno vysychavé. V horní a střední části povodí se vyskytují kambizemě, které jsou z velké části kyselé, bohaté na draslík a fosfor a sorpčně nenasycené. Ve střední části povodí leží hnědozemě, jejichž vznik je vázán na spraše a sprašové hlíny (Burian 2019). V dolní části povodí se dále nacházejí pseudogleje a rendziny, které jsou tvořeny půdotvorným substrátem z karbonáto-silikátových hornin (Tomášek 2007).



Obrázek 27: Půdní poměry v povodí Loděnice (zdroj: ARCDATA PRAHA, ČGS; vlastní zpracování).

5 METODIKA

V kapitole metodika jsou uvedeny postupy hydrologického modelování změn klimatu ve vybraných povodí. Popsána jsou zároveň data, hydrologický model BILAN a další použitý software. Nedílnou součástí kapitoly je přehled použitých globálních klimatických modelů (GCM), na jejichž základě byly vytvořeny projekce změny klimatu. V poslední řadě je uveden proces tvorby scénářových řad za pomoci pokročilé přírůstkové metody (delta advanced method).

V první řadě bylo třeba upravit a zpracovat vstupní meteorologická a hydrologická data. Tyto hydrometeorologické veličiny sloužily ke kalibraci modelu BILAN. V dalším kroku proběhla korekce meteorologických dat (srážek a teploty vzduchu) na základě výstupů globálních klimatických modelů. Statistické výpočty proběhly v prostředí R, kde byl mimo jiné využit balíček *bilan*. Vypočtené simulace změny klimatu byly následně graficky zpracovány v prostředí MS Excel. Pro vizualizaci mapových výstupů byl využit ArcMap 10.7.

5.1 Vstupní datové řady

Do modelu BILAN byla použita meteorologická data v podobě časových řad měsíčních úhrnů srážek a teplot vzduchu. Srážky a teploty vzduchu pochází z gridového datasetu, který byl vytvořen podle metodiky uvedené v publikaci Štěpánek et al. (2011). Gridový dataset má prostorové rozlišení 25 x 25 km. Interpolovaná data pro obě vybraná povodí byla následně přepočtena na základě dlouhodobého průměru 1981–2010, který byl pro povodí odvozen z podrobného rastru s rozlišením 1 x 1 km podle metodiky Šercl et al. (2008). Meteorologická data byla poskytnuta Výzkumným ústavem vodohospodářským T. G. Masaryka.

Jako hydrologická data byly použity řady denních průtoků z limnigrafických stanic pozorovací sítě ČHMÚ. V případě povodí Blšanky se jednalo o stanice Holedeč a následně Stránky. Profil Holedeč poskytl data o průtocích od počátku hydrologického roku 1969 do 1. srpna 2008. Od té doby probíhá staniční měření na profilu Stránky. Pro povodí Loděnice byla použita data z limnigrafické stanice Loděnice.

Jednotlivé časové řady byly zpracovány do souboru hydrometeorologických veličin, který sloužil ke kalibraci modelu BILAN. Za poskytnutí meteorologických dat patří velký dík Ing. Adamovi Vizinovi, Ph.D., za poskytnutí dat hydrologických Mgr. Ondřeji Ledvinkovi, Ph.D.

tok	Loděnice	Blšanka
název stanice	Loděnice	Stránky
kategorie	B	B
plocha povodí k profilu	253,75	380,72
ID profilu	198400	217500

Tabulka 6: Údaje o limnigrafických stanicích na vodním toku Loděnice a Blšanka.

V závěrečné práci byly jako vstupní datové řady do modelu BILAN použity:

- atmosférické srážky P [mm]
- průměrné teploty vzduchu T [°C]
- odtoková výška [mm]
- základní odtok [mm]

5.2 Zpracování vstupních dat

5.2.1 Výpočet odtokové výšky

Časové řady denních průtoků získaných ze dvou limnigrafických stanic od ČHMÚ byly nejprve agregovány do měsíčního kroku. Poté byly hodnoty průtoků přepočteny na odtokovou výšku [mm], která sloužila jako jeden ze vstupních parametrů do hydrologického modelu BILAN. Odtoková výška je definována jako vrstva vody, která je rovnoměrně rozprostřena na ploše daného povodí a odtéká za určitou časovou jednotku. V závěrečné práci byla vypočtena dle vzorce (Treml et al. 2012, Moravec 2016):

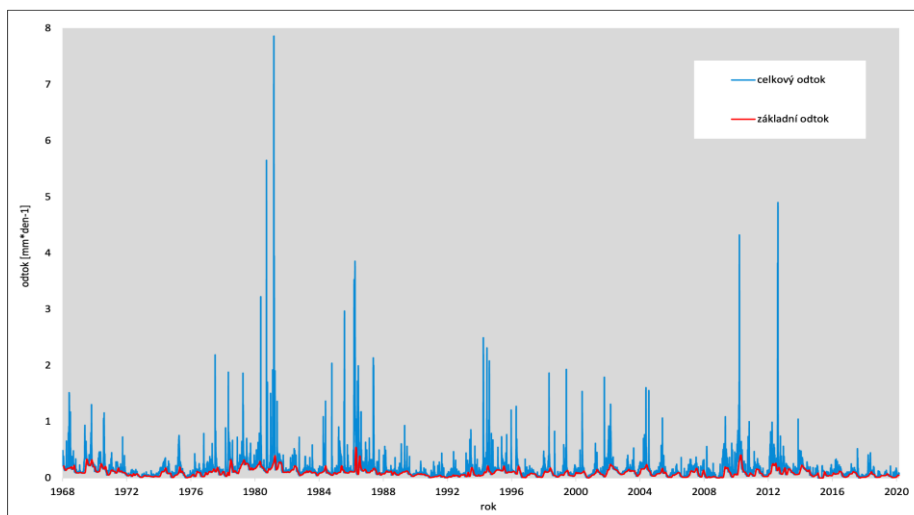
$$R \text{ [mm]} = \frac{Q}{P \cdot 1000} * 3600 * 24 * D$$

Q = průtok [m^3/s], P = plocha povodí [km^2], D = počet dní v měsíci.

5.2.2 Výpočet základního odtoku

Celkový odtok představuje veškeré množství vody, které odeče z povodí za určitý časový interval. Skládá se ze tří složek: povrchového odtoku, hypodermického odtoku a základního odtoku. Právě základní odtok je jednou ze vstupních proměnných do modelu BILAN. Jedná se o část celkového odtoku, který je tvořen dotací z podzemních vod a hlavní úlohu hraje především v letních měsících během období nízkých průtoků. Pro výpočet jednotlivých složek celkového odtoku je využíváno mnoho již ověřených metod. V této práci je pro výpočet základního odtoku využita separace hydrogramu metodou klouzavých minim

(Kašpárek et al. 2011, Horáček et al. 2011). Metoda je založena na stanovení denního minima, které se vyskytlo předchozích 30 dní v časových řadách celkového odtoku. První z autorů, který tuto metodu použil byl Kašpárek et al. (2011).



Obrázek 28: Porovnání celkového a základního odtoku vypočteného metodou 30denních klouzavých minim.

5.3 Použitý software

5.3.1 Mapové podklady

Pro tvorbu mapových výstupů v kapitole fyzicko-geografické charakteristiky byl použit program ArcMap 10.7 od firmy ESRI. Jako podkladové vrstvy byly využity:

- ArcČR 500, verze 3.3; ARCDATA PRAHA
- DIBAVOD; VÚV, T. G. M
- přírodní poměry; Česká geologická služba (ČGS)
- přírodní poměry; Agentura ochrany přírody a krajiny (AOPK)
- změny krajinného pokryvu; Land Cover CORINE (Copernicus Land Monitoring Service)

5.3.2 Statistické vyhodnocení

Veškeré výpočty simulovaných změn byly provedeny v programovacím a statistickém prostředí R. Jedná se o programovací jazyk, pomocí kterého jsou prováděny různé statistické analýzy a jejich následná vizualizace. Výhodou prostředí R je volná dostupnost. Pro programovací jazyk R je vytvářeno velké množství balíčků s funkcemi pro odlišné typy analýz. Pro tuto práci byl využit balíček *bilan* poskytnutý Výzkumným ústavem

vodohospodářským T. G. M. Součástí balíčku jsou funkce a nástroje sloužící k modelování hydrologické bilance v denním a měsíčním kroku. Vypočtené simulace byly následně vyhodnoceny, a do grafické podoby zpracovány v programu MS Excel.

5.4 Hydrologický model BILAN

Model BILAN slouží k modelování hydrologické bilance v jednotlivých povodích. BILAN je hydrologický model vyvíjený již řadu let oddělením hydrologie Výzkumného ústavu vodohospodářského T. G. Masaryka (Vizina et al. 2018). Od roku 1992 je model BILAN využíván Českým hydrometeorologickým ústavem pro výpočet hydrologické bilance, která je každoročně zveřejňována v hydrologických ročenkách. BILAN je zároveň využíván ke stanovení odhadu dopadů klimatické změny na hydrologický režim vodních toků. Jedná se o koncepční model simulující hydrologickou bilanci v denním či měsíčním časovém kroku pomocí bilančních rovnic (Vizina et al. 2015).

5.4.1 Struktura modelu

Hydrologický model BILAN znázorňuje povodí jako soustavu nádrží ve třech vertikálních úrovních. Model je tak strukturován na základě vztahů popisujících prvky hydrologické bilance, a to na povrchu, v půdní zóně včetně vegetace a v zóně podzemní vody (Hanel et al. 2012). Modelovány jsou časové řady denní či měsíční potenciální evapotranspirace, územního výparu, infiltrace do půdy a dotace vody z půdy do podzemní vody. V každém kroku je zároveň simulováno množství vody nacházející se ve sněhové pokrývce, ve vrstvě půdy a jako zdroj podzemní vody. Výsledný celkový odtok je složen ze dvou, respektive tří částí – přímý, hypodermický (uvažován pouze v případě měsíčního kroku) a základní odtok (Beran 2019). Model kromě odtokových dat simuluje i výstupní časové řady popisující zásobu vody v soustavě nádrží, včetně sněhové pokrývky (Vizina et al. 2015).

5.4.2 Nastavení modelu

Vstupní proměnné, které lze v modelu použít, jsou uvedeny v tabulce 7. Model BILAN vyčleňuje jednotlivé komponenty na vstupní veličiny, prvky hydrologické bilance, prvky zásoby vody a výsledné parametry. Prvky hydrologické bilance jsou v modelu vyjádřeny v podobě denních nebo měsíčních úhrnů v mm [$\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$; $\text{mm} \cdot \text{měsíc}^{-1}$]. Prvky zásoby vody jsou vypočteny jako výšky vodního sloupce [mm].

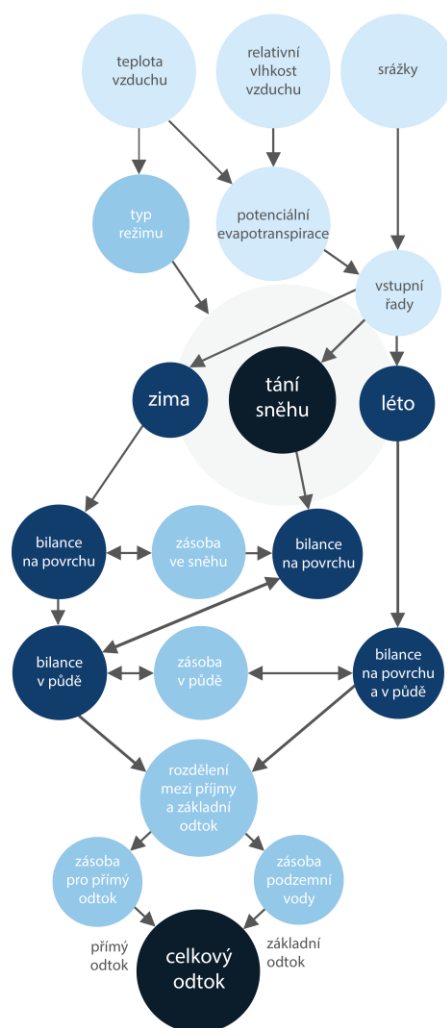
vstupní veličiny	
zkratka	
P	srážky na povodí
T	teplota vzduchu
H	vlhkost vzduchu
R	pozorovaný odtok
B	základní odtok (odvozený)
WEI	váhy pro kalibraci odtoku
POD	odběr z podzemních vod
POV	evidované odběry z povrchových vod
PVN	neevidované odběry z povrchových vod
VYP	vypouštění
prvky hydrologické bilance (denní nebo měsíční hodnoty)	
PET	potenciální evapotranspirace
ET	územní výpar
INF	infiltrace do půdy
PERC	perkolace z půdní vrstvy
RC	dotace zásoby podzemní vody
I	hypodermický odtok
DR	přímý odtok
BF	základní odtok (simulovaný)
RM	celkový odtok (simulovaný)
prvky zásoby vody	
SS	zásoba vody ve sněhu
SW	půdní vlhkost
GS	zásoba podzemní vody
DS	zásoba pro přímý odtok*
DEFV	nedostatkové objemy
další veličiny	
POT	voda ze srážek nebo tání sněhu (množství omezené teplotou vzduchu)
AKT	voda ve sněhu dostupná pro tání a následnou infiltraci
MELT	tající sněh*
RDS	přítok do zásoby vody pro přímý odtok*

** parametr je využíván pouze v denním typu modelu*

Tabulka 7: Přehled jednotlivých částí modelu BILAN.

V případě, že vstupní soubor neobsahuje data o potenciální evapotranspiraci, model si je sám dopočte. Buď pomocí způsobu založeném na vegetačních zónách, nebo způsobu založeném na slunečním záření pro danou zeměpisnou šířku a teplotu vzduchu. V prvním případě je potenciální evapotranspirace vypočtena díky sytostnímu doplňku na základě funkcí odvozených pro jednotlivé měsíce a pro jednotlivé bioklimatické zóny – tundra, jehličnatý les, smíšený les, listnatý les a step. Sytostní doplněk je počítán z časových řad teploty a relativní vlhkosti vzduchu (Gidrometeoizdat 1976). V předložené práci je potenciální evapotranspirace vypočtena druhým způsobem, a to pomocí vztahu dle Oudin et al. (2010), kde jedinou vstupní informací představuje teplota vzduchu. Ve výpočtu je uvažována zeměpisná šířka (ve stupních), na jejíž základě je odhadnuto extraterestriální sluneční záření. Výsledný algoritmus pak počítá s hodinovým úhlem západu Slunce (Beran et al. 2011).

Zcela zásadní roli však hraje teplota, která slouží jak k výpočtu potenciální evapotranspirace, tak k odlišení typu režimu (letní nebo zimní období). V případě zimních podmínek se pro výpočet sněhové pokrývky užívají algoritmy zajišťující ukládání vody ve sněhu a pro tání sněhu. Roztátá voda ze sněhu společně s dešťovou je infiltrována do půdy, kde dodává vegetaci vodu ve formě půdní vlhkosti. Vegetace je schopna ji čerpat v určité potenciální míře, ve formě potenciální evapotranspirace, až do té doby, dokud je jí dostatek. V opačném případě se při deficitu vody v půdě územní výpar sníží pod potenciální míru. Při dlouhotrvajících, či přívalových deštích, kdy úhrny srážek jsou vyšší než potenciální evapotranspirace, se zvyšuje zásoba vody v půdě, a to až do té doby, dokud nedojde k překročení její maximální kapacity. Pokud je tohoto stavu dosaženo, nastává tzv. perkolace z půdy, která může rychle dosáhnout vodního toku jako hypodermický odtok, nebo může dotovat zásobu podzemní vody. K povrchovému odtoku nejčastěji dochází při intenzivních dlouhotrvajících deštích (Horáček et al. 2009).



Obrázek 29: Přehledné schéma hydrologického modelu BILAN (zdroj: Horáček et al. 2009, upraveno)

5.4.2.1 Parametry modelu

Model BILAN obsahuje v denním časovém kroku šest a v měsíčním časovém kroku osm volných parametrů (Hanel et al. 2012). Tyto parametry jsou kalibrovány na vybraných povodích pomocí optimalizačního algoritmu, jehož cílem je zajistit co nejlepší shodu mezi pozorovanými a simulovanými řadami odtoku. Optimalizační algoritmus umožňuje nastavení počátečních hodnot parametrů, jejich dolních a horních hranic. Jednotlivé parametry denního a měsíčního typu modelu jsou uvedeny v tabulce 8.

název	denní typ modelu	měsíční typ modelu
Spa	kapacita zásoby půdní vlhkosti [mm]	
Dgm	koeficient mezi teplotou a táním sněhu	
Dgw	————	koeficient pro výpočet množství kapalné vody dostupné na povrchu za zimních podmínek
Alf	parametr určující odtok ze zásoby pro přímý odtok (přímý odtok)	parametr vztahu mezi srážkou a odtokem (přímý odtok)
Soc	parametr rozdělovací perkolaci na přímý odtok a na dotaci podzemní vody pro letní podmínky	parametr rozdělovací perkolaci na hypodermický odtok a na dotaci podzemní vody pro letní podmínky
Mec	parametr rozdělovací perkolaci na přímý odtok a na dotaci podzemní vody pro podmínky tání sněhu	parametr rozdělovací perkolaci na hypodermický odtok a na dotaci podzemní vody pro podmínky tání sněhu
Wic	————	parametr rozdělovací perkolaci na hypodermický odtok a na dotaci podzemní vody pro zimní podmínky
Grd	parametr určující odtok ze zásoby podzemní vody (podzemní odtok)	

Tabulka 8: Parametry hydrologického modelu BILAN při použití denního či měsíčního typu.

5.4.2.2 Kalibrace modelu

Účelem nastavení kalibrace je minimalizovat odchylku v simulované hydrologické bilanci a nejistotu v odhadovaných parametrech modelu. Jednou z variant kalibrace je standardní automatická kalibrace využívající diferenciální vývoj k minimalizaci chyby mezi hodnotami pozorovaného a simulovaného odtoku (Melišová et al. 2020). Přínosem automatické kalibrace je její rychlost oproti manuální. Další značnou výhodou je možnost použití automatické kalibrace na velké datové sady jednotlivých povodí. Nevýhodou je, že v případě některých povodí nemusí vždy přesně simulovat hydrologickou bilanci a parametry modelu, což může vést k nadhodnocení či podhodnocení výsledných hodnot. Model BILAN umožňuje dva optimalizační algoritmy – lokální gradientní algoritmus a globální algoritmus SCE/DE (shuffled complex evolution/differential evolution). Jedná se o stochastický algoritmus, který umožňuje odhadnout nejistotu parametrů modelu za pomoci opakované kalibrace (Melišová et al. 2020).

Kalibrace pomocí lokálního gradientního algoritmu je rozdělena do dvou etap, které jsou však řešeny individuálně. V první etapě je jako optimalizační kritérium volena buď střední kvadratická chyba (MSE, mean square error) nebo střední absolutní chyba (MAE, mean absolute error). Střední kvadratická chyba (MSE) je vypočtena jako průměr čtverců odchylek mezi pozorovanou a simulovanou řadou odtoku. Střední absolutní chyba (MAE) se počítá jako

průměr absolutních odchylek mezi pozorovanou a simulovanou řadou odtoku. Tyto kritéria zajišťují kalibraci parametrů Spa, Dgm, Dgw a Alf (Jakubcová et al. 2015).

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (RM_{(i)} - R_{(i)})^2$$

$RM = \text{modelovaný odtok}$
 $R = \text{pozorovaný odtok}$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |RM_{(i)} - R_{(i)}|$$

Parametry Soc, Mec, Wic a Grd jsou kalibrovány ve druhé fázi a mají zásadní vliv na rozdělení odtoku do jednotlivých složek. V této etapě je pro kalibraci využit optimalizační algoritmus střední absolutní procentuální chyby (MAPE, mean absolut percentage error), který zajišťuje dobrou shodu jak v případě průměrných odtoků, tak v případě malých odtoků. Střední absolutní procentuální chyba je vypočtena jako průměr relativních odchylek.

$$MAPE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|RM_{(i)} - R_{(i)}|}{R_{(i)}}$$

$RM = \text{modelovaný odtok}$
 $R = \text{pozorovaný odtok}$

Kombinací těchto dvou fází je tak dosaženo mnohem lepších výsledků kalibrace. Mimo tato kritéria lze také použít Nash-Sutcliffeův koeficient (NS) nebo jeho logaritmickou verzi (LNNS). Důležitou částí kalibrace je nastavení počtu iterací, který má tento algoritmus vykonat.

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (RM_{(i)} - R_{(i)})^2}{\sum_{i=1}^n (R_{(i)} - \bar{R})^2}$$

$$\bar{\ln R} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln R_{(i)}$$

$$LNNS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\ln RM_{(i)} - \ln R_{(i)})^2}{\sum_{i=1}^n (\ln R_{(i)} - \bar{\ln R})^2}$$

$R = \text{průměrný pozorovaný odtok}$
 $\ln R = \text{průměrný logaritmovaný odtok}$

Druhou variantou pro použití je globální optimalizační algoritmus SCDE – shuffled complex evolution/differential evolution. Ten vznikl spojením používaného algoritmu SCE-UA, který poprvé popsal Dual et al. (1993) a evoluční metody diferenciální evoluce (Storn, Price 1997). Kombinace těchto dvou algoritmů funguje na základě populací modelů, které spolu vzájemně korelují. Každá populace je složena z jedinců reprezentujících jednu sadu parametrů a hodnotu kritériální funkce. Cílem je prohledat prostor parametrů a najít v něm jejich optimální hodnoty (Horáček et al. 2009).

Podstatným krokem kalibrace je stanovení váhy pro základní odtok. Její hodnota je nastavena proto, aby se při optimalizačním algoritmu uvažoval rozdíl mezi řadami pozorovaného a simulovaného základního odtoku. Model BILAN umožňuje nastavit váhu základního odtoku w_{BF} v intervalu 0 až 1, čímž je při optimalizaci uvažován rozdíl mezi řadami pozorovaného a simulovaného odtoku. Kritérium je vypočteno jako:

$$\text{krit} = (1 - w_{BF}) * \text{krit}(R, RM) + w_{BF} * \text{krit}(B, BF)$$

R = pozorovaný odtok; RM = modelovaný odtok; B = pozorovaný základní odtok; BF = modelovaný základní odtok; w_{BF} = váha základního odtoku

5.5 Tvorba scénářových řad

Hydrologické modelování se v posledním desetiletí zdá být klíčovým nástrojem k určování dopadů klimatické změny na vodní zdroje a celkovou hydrologickou bilanci (Hanel et al. 2011). V řešeršní části jsou podrobněji popsány jednotlivé kroky sloužící hodnocení dopadů klimatické změny za pomoci hydrologického modelování. Data z globálních, respektive regionálních klimatických modelů jsou upravena pro jednotlivé scénáře klimatické změny. Při těchto korekcích se však mohou vyskytnout pochybnosti spojené s nepřesným odhadem vývoje emisí skleníkových plynů a jejich dopadů na globální oteplování v porovnání s přirozenou proměnlivostí klimatu (Kašpárek et al. 2011). Nejdůležitějšími scénáři pro hydrologické modelování dopadů klimatických změn jsou scénáře změn úhrnů atmosférických srážek a teploty vzduchu.

Pro účely závěrečné práce byly použity výstupy z globálních klimatických modelů z projektu CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project – Phase 5). Na základě těchto výstupů byly vytvořeny scénářové řady ovlivněné klimatickou změnou, a to za pomoci tzv. pokročilé přírůstkové metody. Vstupní data do modelu BILAN v podobě pozorovaných

časových řad srážek a teplot vzduchu byla korigována pro jednotlivé simulace přírůstkovým faktorem Δ . Cílem práce bylo stanovit hydrologické sucho v podmínkách klimatické změny. Scénářové řady tak byly vytvořeny proto, aby demonstrovaly podmínky, které mohou nastat. Klíčovým úkolem je tedy porovnání výskytu hydrologického sucha a stanovení hydrologické bilance v pozorovaném a scénářovém období.

5.5.1 Použité globální klimatické modely (GCM)

V závěrečné práci bylo použito celkem šestnáct projekcí vytvořených ze sedmi globálních klimatických modelů (GCM) a třech budoucích klimatických scénářích (RCPs; Representative Concentration Pathways). Globální klimatické modely byly vyvinuty v rámci páté etapy projektu CMIP (Coupled Model Intercomparison Project). Účelem projektu je promítnout nejnovější informace o proměnách klimatického systému Země do simulací globálních klimatických modelů (Štěpánek et al. 2019). Společně s tímto projektem byly vytvořeny Reprezentativní směry vývoje koncentrací (RCP). Předchozí globální klimatické modely obsahovaly scénáře založené na odhadech koncentrací skleníkových plynů. Do roku 2100 byly představeny čtyři hlavní RCP, přičemž v této práci byly použity pouze tři z nich – RCP 2.6, RCP 4.5 a RCP 8.5 (Kraaijenbrink 2013).

Hlavním záměrem experimentů spojených s projektem CMIP5 je vyřešit vědecké otázky, které poskytla čtvrtá hodnotící zpráva IPCC (AR4). Ta udává, že zcela zásadním způsobem je třeba zajistit lepšího porozumění klimatu a poskytnout co nejpřesnější odhady budoucích změn klimatu (Jones et al. 2011). Projekt CMIP5 byly zahájen v roce 2009 a má zajistit rámec pro experimenty spojené se změnami klimatu po dobu pěti let (Taylor et al. 2012). Výstupy z tohoto projektu byly zároveň součástí páté hodnotící zprávy IPCC (AR5). Hlavní cílem projektu je tedy vytvoření multi-modelového přehledu, který má posloužit především k:

- porozumění jednotlivých faktorů zodpovědných za rozdíly ve scénářových simulacích, pochopit fungování jejich zpětných vazeb spojených především s cyklem uhlíku a tvorbou oblačnosti (Hanel et al. 2011)
- vyhodnocení realistické schopnosti jednotlivých modelů (Jones et al. 2011)
- poskytnutí projekcí budoucích změn klimatu ve dvou časových měřítcích – do roku 2035, do roku 2100 (Jones et al. 2011)
- hledání důvodů odlišností jednotlivých projekcí řízených stejným modelem (Hanel et al. 2011)

Akronym	GCM	RCP	Zdroj
CanESM2_rcp45	CanESM2	rcp45	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada
CanESM2_rcp85	CanESM2	rcp85	
GFDL-CM3_rcp26	GFDL-CM3	rcp26	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA
GFDL-CM3_rcp45	GFDL-CM3	rcp45	
GFDL-CM3_rcp85	GFDL-CM3	rcp85	
GISS-E2-H_rcp45	GISS-E2-H	rcp45	NASA Goddard Institute for Space Studies, USA
HadGEM2-ES_rcp26	HadGEM2-ES	rcp26	Met Office Hadley Centre, UK
HadGEM2-ES_rcp45	HadGEM2-ES	rcp45	
HadGEM2-ES_rcp85	HadGEM2-ES	rcp85	
MPI-ESM-LR_rcp26	MPI-ESM-LR	rcp26	Max Planck Institute for Meteorology, Germany
MPI-ESM-LR_rcp45	MPI-ESM-LR	rcp45	
MPI-ESM-LR_rcp85	MPI-ESM-LR	rcp85	
MRI-ESM1_rcp85	MRI-ESM1	rcp85	Meteorological Research Institute, Japan
NorESM1-M_rcp26	NorESM1-M	rcp26	Bjerknes Centre for Climate Research, Norwegian Meteorological Institute, Norway
NorESM1-M_rcp45	NorESM1-M	rcp45	
NorESM1-M_rcp85	NorESM1-M	rcp85	

Tabulka 9: Přehled jednotlivých použitých projekcí.

5.5.2 Pokročilá přírůstková metoda

Pro hydrologické modelování jsou obecně využívány výstupy z globálních klimatických modelů. Aby bylo možno tyto výstupy použít, je třeba opravit jejich systematické chyby. V Česku je nejčastěji užívána přírůstková metoda, jejíž základním principem je odvození změn měsíčních průměrů srážek a teploty mezi vybranými obdobími (kontrolní a budoucí) ze simulací klimatických modelů (Beran 2019, Hanel et al. 2011). V této práci byla při tvorbě scénářových řad uplatněna tzv. pokročilá přírůstková metoda (Van Pelt et al. 2012). Ta se oproti „klasické“ liší tím, že během transformace jsou využity i změny variability. V zásadě se tedy jedná o to, že „klasická“ přírůstková metoda v sobě zahrnuje lineární transformaci středních hodnot srážek, což však velmi často může vést k nereálným změnám v jejich distribuci. Jak bylo zmíněno, pokročilá přírůstková metoda v sobě zahrnuje změny variability, což zjednodušeně znamená, že transformace v sobě nese i změnu extrémních hodnoty. Za pomoci pokročilé přírůstkové metody se transformované změny mohou jak sezónně, tak prostorově lišit. Metoda představuje nový impuls při výzkumu a modelování přírodních procesů, zejména těch, které jsou vyvolány při extrémně nízkém nebo extrémně vysokém množství srážek (Kraaijenbrink 2013). Jedná se především o procesy spojené s hydrologickým modelováním povodní, sucha či eroze.

Výhodou zároveň je, že pokročilá přírůstková metoda při výpočtu změn srážek z globálních klimatických modelů v sobě nese i systematické chyby simulace. V případě teploty vzduchu, která je transformována lineárně, nemá systematická chyba na výslednou simulaci žádný vliv. Proces výpočtu, pomocí kterého byly transformovány srážky a teplota vzduchu je uveden v publikaci Van Pelt et al. (2012). Přírůstkové faktory byly stanoveny pro jednotlivé měsíce srovnáním simulací jednotlivého globálního klimatického modelu pro kontrolní a budoucí období. Pokročilá přírůstková metoda tak představuje jednoduchý postup sloužící k transformaci pozorovaných řad za účelem stanovení stejných změn jako v klimatickém modelu.

5.6 Ukazatele hydrologického sucha

V rešeršní části závěrečné práce jsou uvedeny nejčastější způsoby a metody, pomocí kterých bývá hydrologické sucho hodnoceno. V závěrečné práci byla použita nejprve metoda nedostatkových objemů. Poté proběhlo porovnání minimálních ročních odtoků pozorovaného období s minimy ve scénářových obdobích 2020–2050 a 2070–2100. Je třeba zmínit, že stanovení ročních minim nepředstavuje „klasický“ ukazatel hydrologického sucha. Cílem použití této metody v závěrečné práci je především poukázat na změnu v jejich distribuci během scénářových období.

5.6.1 Metoda nedostatkových objemů

Jednou z klíčových metod hodnocení hydrologického sucha jsou nedostatkové objemy, jejichž princip spočívá ve vymezení deficitního množství vody, které je třeba dodat, aby bylo dosaženo stanovené prahové hodnoty (Hisdal et al. 2004). Jedná se tak o objem vody daného průtoku či odtoku, který chybí k doplnění zvoleného limitu, vůči kterému se nedostatkový objem určuje (Tremel 2011). Nejčastěji užívanou prahovou hodnotou jsou m-denní průtoky. V případě této metody nastává hydrologické sucho, pokud měřená veličina poklesne pod předem stanovenou prahovou hodnotu (threshold limit). V závěrečné práci byl jako limit použit 90 % kvantil průměrného měsíčního odtoku. Hodnota kvantilu byla odvozena z pozorovaných dat, a to zvlášť pro povodí Blšanky a zvlášť pro povodí Loděnice. Na základě této hodnoty byly stanoveny nedostatkové objemy v pozorovaném a ve scénářových obdobích. Zároveň byly srovnány hodnoty nedostatkových objemů podle jednotlivých RCP a GCM. Pro porovnání velikostí nedostatkových objemů mezi povodími byly hodnoty v jednom případě standardizovány (Tremel 2011).

5.6.2 Analýza ročních minim

Ve druhé části hodnocení hydrologického sucha v kontextu klimatické změny byly stanoveny minimální roční odtoky. Jejich analýza byla provedena jak na základě scénářů klimatu RCP, tak na základě globálních klimatických modelů. Závěrečná práce shrnuje, jakým způsobem jednotlivé RCP a GCM podmiňují výskyt minimálních ročních odtoků. Z pozorovaných a scénářových časových řad průměrných měsíčních odtoků byla vždycky zvolena absolutně nejnižší hodnota v daném roce. Jednotlivé hodnoty ročních minim pozorovaného a scénářových období byly vzestupně uspořádány. Následně byly porovnány minimální roční odtoky zaznamenaný v pozorovaném období se scénářovými minimy.

6 VÝSLEDKY

6.1 Výsledky kalibrace modelu BILAN

Do hydrologického modelu BILAN jako počáteční hodnoty vstupovaly měsíční časové řady atmosférických srážek, teploty vzduchu, celkového a základního odtoku. Model BILAN byl nakalibrován za pomoci pozorovaných hydrometeorologických veličin na každé povodí zvlášť. V případě povodí Blšanky bylo ke kalibraci použito období 1969–2019, v povodí Loděnice období 1977–2019. Rozdílné hodnoty počátečních let jsou způsobeny dostupností hydrologických dat ze staničního měření ČHMÚ.

Kalibrace parametru modelu byla provedena optimalizačním algoritmem, který je založen na nalezení nejlepší shody mezi simulovanými a pozorovanými řadami. Využit byl lokální gradientní algoritmus (binární vyhledávání) a jako optimalizační kritérium byl zvolen ln NS (logaritmický Nash-Sutcliffe). Výsledek kalibrace činil v povodí Blšanky 0.72 a v povodí Loděnice 0.76. Kalibrací takto získané parametry byly následně použity pro simulaci změn klimatu ve scénářových obdobích (2020–2050; 2070–2100) oproti pozorovanému období (1980–2010). Za pomoci vytvořených scénářových řad srážek a teploty vzduchu byly vypočteny změny v rozložení odtoku a v hydrologické bilanci. V závěru práce je na základě změn veličin vyhodnoceno hydrologické sucho.

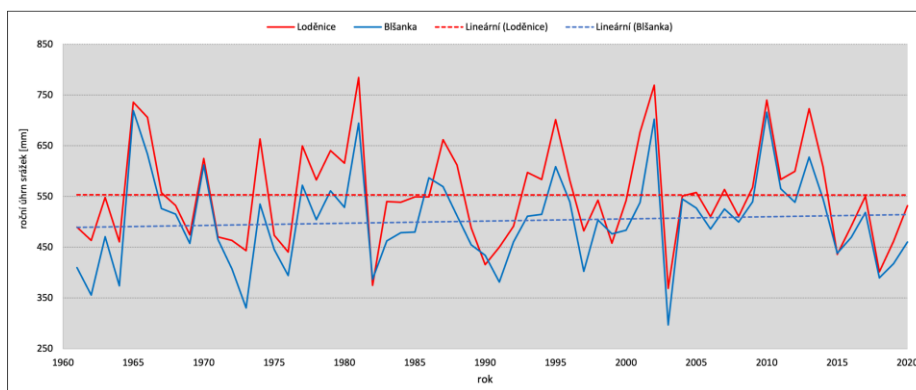
povodí	Spa	Dgw	Alf	Dgm	Soc	Wic	Mec	Grd
Blšanka	68	11.14	0.00034	210.11	0.81	0.32	0.93	0.09
Loděnice	96	5.46	0.00031	242.82	0.22	0.24	0.29	0.04

Tabulka 10: Výsledky kalibrace hydrologického modelu BILAN. Přehled osmi nakalibrovaných parametrů.

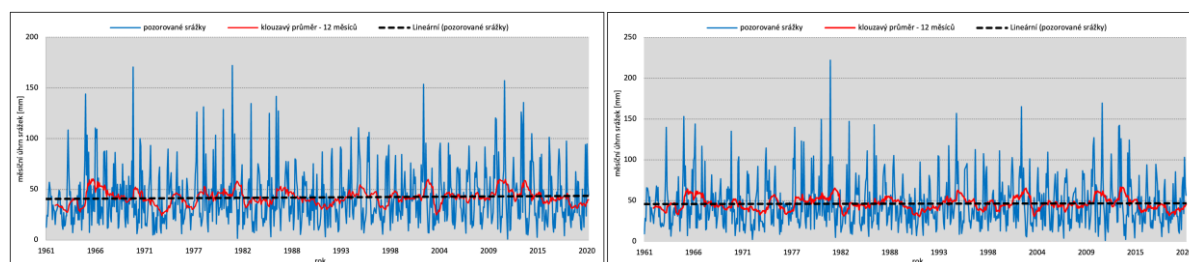
6.2 Identifikované trendy pozorovaných veličin

6.2.1 Detekované trendy srážkových úhrnů

Na obrázku 30 jsou uvedeny průměrné roční úhrny srážek a na obrázcích 31 a 32 průměrné měsíční úhrny srážek ve vybraných povodích. V pozorovaném období 1961–2020 činí průměrný úhrn srážek v povodí Blšanky 502 mm. Z obrázku je zřejmé, že průměrné roční úhrny srážek se v případě povodí Loděnice pohybují o něco výše. To opět demonstruje fakt, že povodí Blšanky je mnohem více ovlivněno efektem srážkového stínu Krušných hor. Dlouhodobý srážkový normál období 1961–1990 pro Česko je 672 mm, což dokazuje, že obě vybraná povodí patří do srážkově chudších oblastí (ČHMÚ). Z obrázku 30 je patrné, že lineární trend úhrnů srážek je v případě Blšanky lehce rostoucí a v případě Loděnice takřka stacionární. Nejvyšší srážkový úhrn byl v povodí Blšanky zaznamenán v roce 1965. Hodnota tohoto maxima dosáhla 719,4 mm. V povodí Loděnice byla hodnota o něco vyšší, maximální průměrný srážkový úhrn činil v 784 mm, a to v roce 1981. Nejnižší srážkový úhrn byl v zaznamenán v obou případech v roce 2003, přičemž v povodí Blšanky byl opět o něco nižší (297,1 mm) než v povodí Loděnice (369,3 mm). Z obrázku 30 je zároveň patrný pokles průměrných ročních srážkových úhrnů v posledních letech.

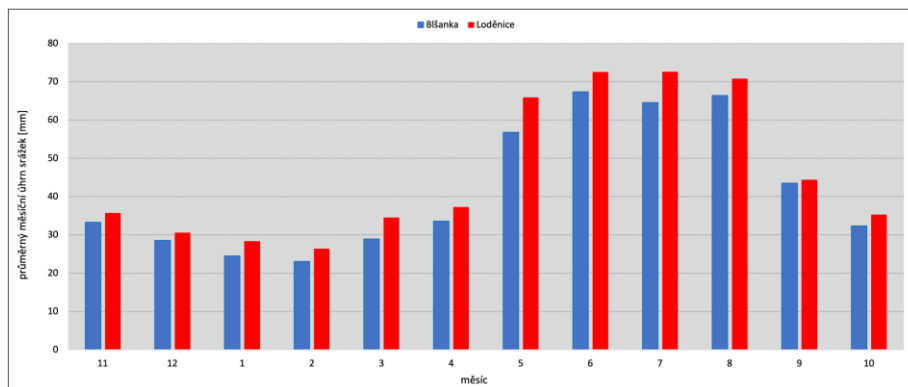


Obrázek 30: Průměrné roční úhrny srážek v pozorovaném období ve vybraných povodích [mm].



Obrázek 31 a 32: Měsíční úhrny srážek v pozorovaném období ve vybraných povodích [mm]; vlevo – povodí Blšanka, vpravo – povodí Loděnice.

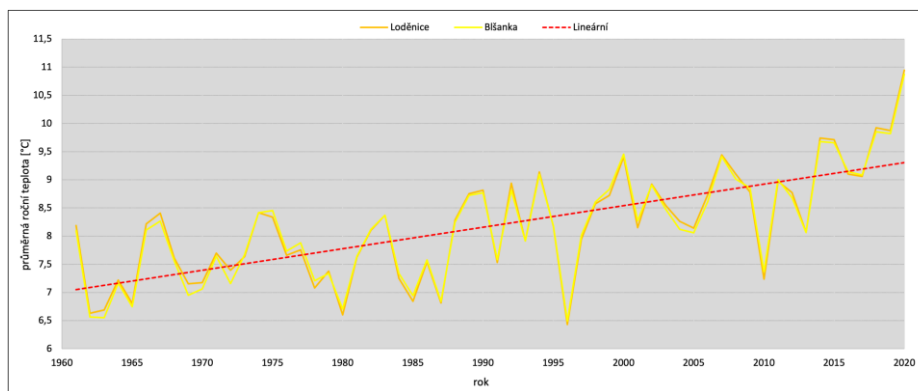
Co se sezónního rozložení srážek týče, tak z obrázku 33 je patrné, že nejvyšší úhrny srážek v obou povodích vykazují měsíce květen až srpen. To dost dobře nekoresponduje s faktem, že v posledních letech v obou povodích dochází, zejména v letních měsících, k velkým nárůstům srážkových deficit, což má za následek prohlubující se sucho. Tyto deficity jsou však následně vyrovnány intenzivními přívalovými srážkami krátkého trvání, a proto z dlouhodobého hlediska není z časových řad znatelný nějaký pokles. Nejnižších měsíčních úhrnů bylo v pozorovaném období 1961–2020 dosaženo v únoru.



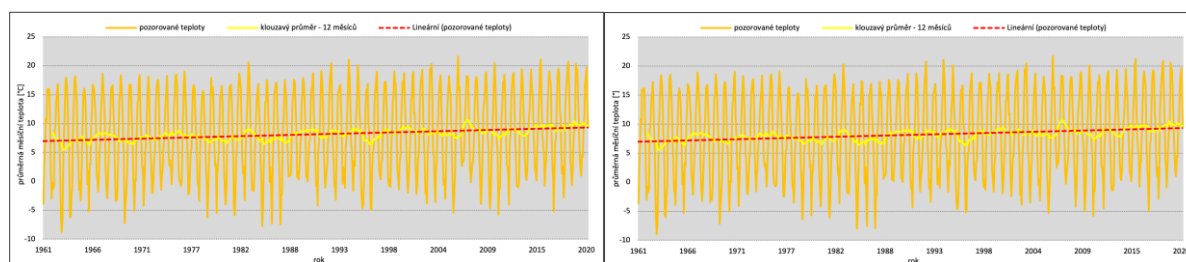
Obrázek 33: Průměrné úhrny srážek v jednotlivých měsících pozorovaného období [mm].

6.2.2 Detekované trendy teplot vzduchu

Podstatnou roli při stanovení hydrologické bilance je teplota vzduchu, jejíž trendy jsou níže popsány analogicky jako v případě srážkových úhrnů, které jsou znázorněny na obrázcích 34, 35 a 36. Průměrné roční teploty vzduchu obou povodí jsou takřka shodné – Blšanka (8,15 °C) a Loděnice (8,17 °C). Oproti dlouhodobému normálu teploty vzduchu 1961–1990 pro Česko (7,5 °C) jsou hodnoty nadprůměrné (ČHMÚ). Zajímavostí je, že nejvyšší průměrná teplota vzduchu byla zaznamenána v roce 2020, a to jak v povodí Blšanky (10,86 °C), tak v povodí Loděnice (10,94 °C). Na obrázku 34 si lze povšimnout stále rostoucího lineárního trendu teploty vzduchu. Rozdíl v průměrné roční teplotě vzduchu prvního a posledního pozorovaného roku činí přibližně 2,75 °C.

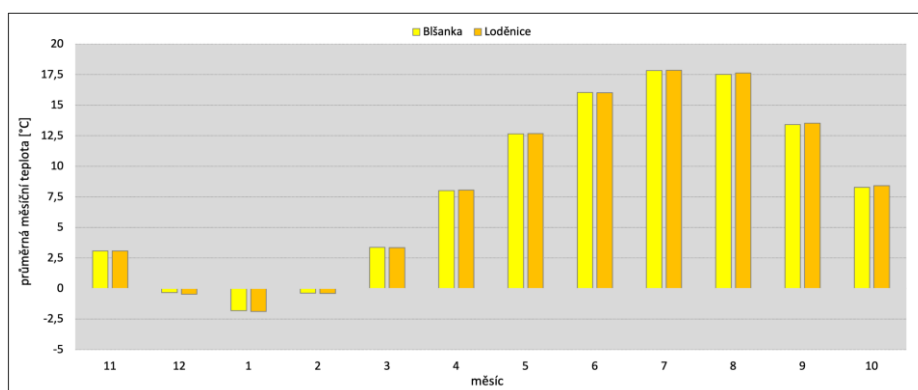


Obrázek 34: Průměrné roční teploty vzduchu v pozorovaném období ve vybraných povodích [°C]



Obrázek 35 a 36: Měsíční teploty vzduchu v pozorovaném období ve vybraných povodích [mm]; vlevo – povodí Blšanka, vpravo – povodí Loděnice.

Sezónní rozložení teplot vzduchu v pozorovaném období 1961–2020 je znázorněno na obrázku 37. Z něj je patrné, že průměrné měsíční teploty vzduchu jsou v obou povodích opět totožné. Nejvyšší teploty vzduchu jsou pozorovány v letních měsících. Nejteplejším měsícem v obou povodích je červenec. Průměrná měsíční teplota vzduchu je v povodí Blšanky 17,83 °C a v povodí Loděnice 17,85 °C. Nejchladnějším měsícem je naopak leden, jehož průměrná měsíční teplota byla v povodí Blšanky -1,82 °C a v povodí Loděnice -1,88 °C).

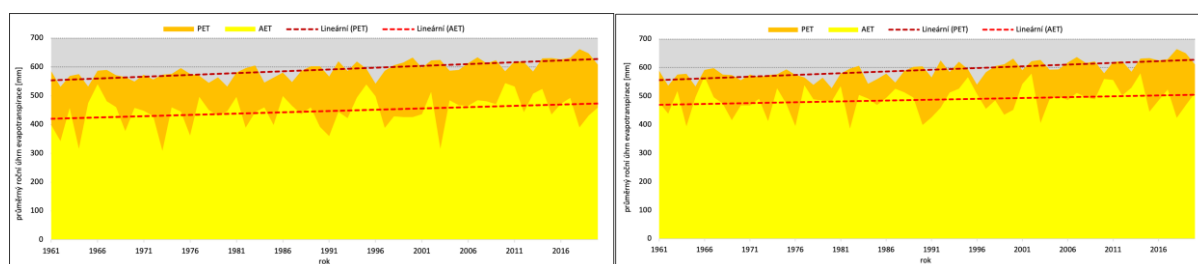


Obrázek 37: Průměrná měsíční teplota v jednotlivých měsících pozorovaného období [°C].

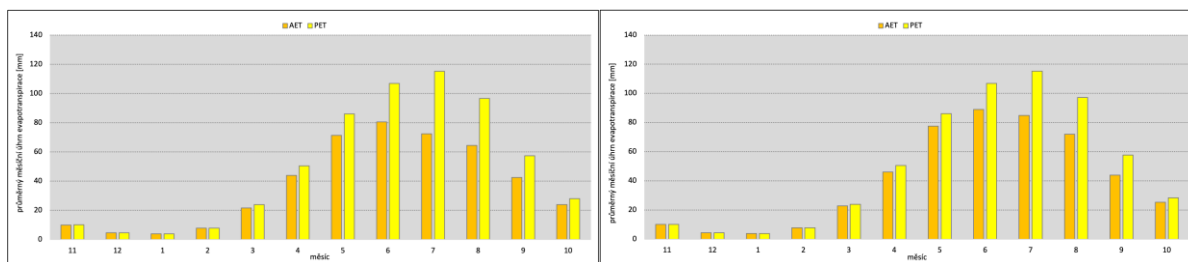
6.2.3 Detekované trendy v evapotranspiraci

Evapotranspirace je základní složkou hydrologické bilance. Jedná se o proces, při kterém se voda z kapalného nebo pevného skupenství mění na vodní páru. Pojem evapotranspirace v sobě zahrnuje dva termíny, a to evaporaci (fyzikální výpar z půdy nebo vodní hladiny) a transpiraci (fyziologický výpar z vegetace). Měření výparu je však velmi složité, a proto bývají hodnoty evapotranspirace často empiricky odvozeny z jiných meteorologických veličin. Je třeba odlišovat evapotranspiraci aktuální, tedy skutečné množství odpařené vody, a potenciální, které by bylo docíleno za neomezené dostupnosti vodních zdrojů. Hodnoty potenciální evapotranspirace jsou vždy vyšší.

Na obrázcích 38 a 39 jsou znázorněny průměrné roční úhrny evapotranspirace v pozorovaném období, které byly vypočteny modelem BILAN (kapitola hydrologický model BILAN) podle Oudin et al. 2010. Jak hodnoty aktuální (AET), tak hodnoty potenciální evapotranspirace (PET) vykazují rostoucí lineární trend. Z obrázku je patrnější nárůst PET v povodí Blšanky (obrázek 38). Vyšší průměrný roční úhrn aktuální evapotranspirace byl v pozorovaném období zaznamenán v povodí Loděnice 487, 3 mm. V povodí Blšanky byla pozorována hodnota AET 446,8 mm. Při srovnání s teplými oblastmi Česka, kde se hodnoty pohybují kolem 400–450 mm, se jedná o nadprůměrné hodnoty AET (ČHMÚ). Naproti tomu potenciální evapotranspirace tak patrné rozdíly nevykazuje – Blšanka (590,7 mm) a Loděnice (581,8 mm). V případě povodí Blšanky byl nejvyšší úhrn AET zaznamenán v roce 2010 (543,8 mm) a PET v roce 2018 (661,7 mm). V povodí Loděnice činil nejvyšší úhrn AET 579,7 mm (v roce 2014) a PET 664,9 mm (v roce 2018). Obrázky 40 a 41 znázorňují průměrné měsíční úhrny evapotranspirací v průběhu roku. Patrné je, že nejvyšší hodnoty jak AET, tak PET vykazují letní měsíce. V tomto období jsou zároveň nejvyšší rozdíly mezi aktuální a potenciální evapotranspirací. Lze tedy konstatovat, že se zvyšujícím se měsíčním úhrnem evapotranspirace roste rozdíl mezi AET a PET.



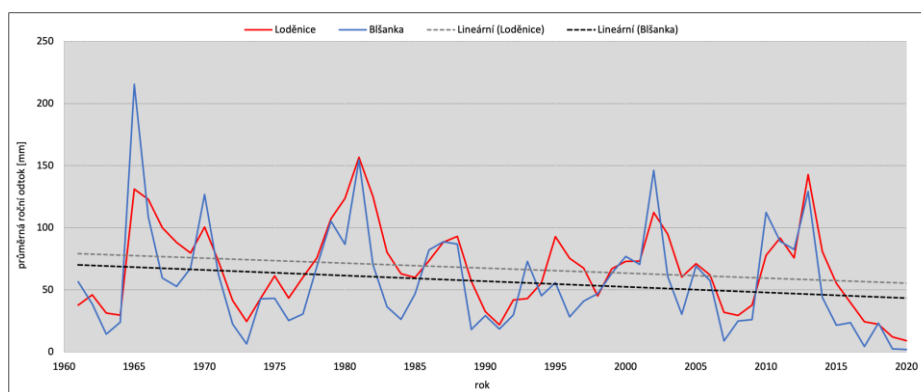
Obrázek 38 a 39: Průměrné roční úhrny aktuální a potenciální evapotranspirace v pozorovaném období ve vybraných povodích [mm]; vlevo – povodí Blšanka, vpravo – povodí Loděnice.



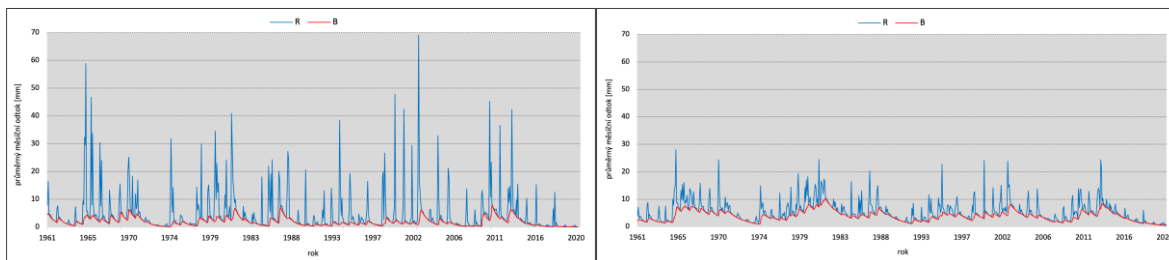
Obrázek 40 a 41: Průměrné úhrny aktuální a potenciální evapotranspirace v jednotlivých měsících pozorovaného období [mm]; vlevo – povodí Blšanka, vpravo – povodí Loděnice.

6.2.4 Detekované trendy v odtoku

Na obrázku 42 jsou znázorněny průměrné roční odtoky pozorovaného období 1961–2020, na dalších dvou obrázcích (43 a 42) pak průměrné měsíční odtoky, včetně složky základního odtoku. Z nich je na první pohled patrné, že povodí Blšanky se vykazuje mnohem větší rozkolísanost odtoku. Maximální roční odtok byl zde zaznamenán v roce 1965 (215,46 mm), což plně koresponduje s faktem, že stejného roku byl naměřen nejvyšší srážkový úhrn v pozorovaném období (784 mm). Nejnižší odtok byl zaznamenán v posledním pozorovaném roce 2020. Naproti tomu v povodí Loděnice byl pozorován vyšší průměrný roční odtok v období 1961–2020, a to 67,70 mm, přičemž v případě Blšanky byl zaznamenán průměrný roční odtok 56,75 mm. Nejvyšší odtok v povodí Loděnice byl pozorován v roce 1981 (156,70 mm), naopak nejnižší opět v posledním pozorovaném roce 2020 (9,14 mm). Nižší odtok v povodí Blšanky je dán zejména nižšími srážkovými úhrny. Na obrázku 42 je zároveň zachycen klesající lineární trend v odtoku, a to v obou povodích. Za povšimnutí stojí i jeho pokles, který trvá od roku 1963.

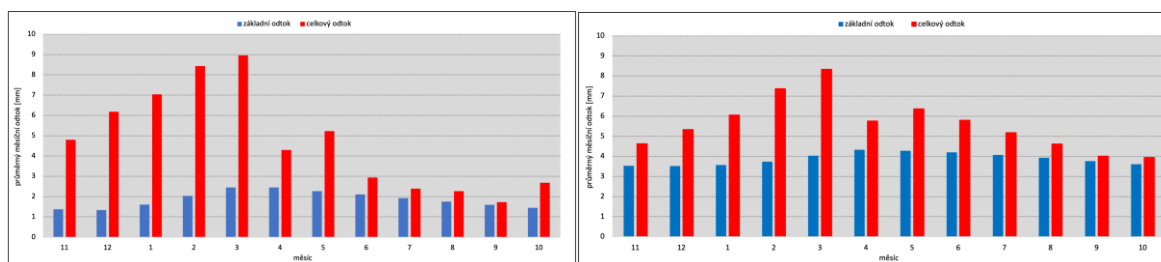


Obrázek 42: Průměrné roční odtoky v pozorovaném období ve vybraných povodích [mm].



Obrázek 43 a 44: Průměrné měsíční odtoky v pozorovaném období ve vybraných povodích [mm].

Rozložení odtoku v jednotlivých měsících je zobrazeno na obrázcích 45 a 46. Z obrázků je patrná opět větší rozkolísanost v povodí Blšanky (obrázek 45). Zřejmé je, že nejvyšších hodnot odtoku bylo dosaženo v březnu. V povodí Blšanky činil průměrný březnový odtok 8,96 mm a v povodí Loděnice 8,33 mm. Naproti tomu nejnižší odtok v případě Blšanky vykazuje měsíc září (1,72 mm) a v případě Loděnice říjen (3,94 mm). Za zmínku stojí znázornění základního odtoku. Ten nejvyšších hodnot dosahuje zejména v letních měsících, kdy má na formování celkového odtoku nejvyšší podíl.



Obrázek 45 a 46: Průměrné odtoky v jednotlivých měsících pozorovaného období [mm]; vlevo – povodí Blšanka, vpravo – povodí Loděnice.

6.3 Změny meteorologických veličin vlivem změny klimatu

V této podkapitole jsou uvedeny změny meteorologických veličin ovlivněných změnou klimatu. Pro závěrečnou práci bylo použito šestnáct projekcí vytvořených ze sedmi globálních klimatických modelů (GCM) z ansámblu CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project). Použity byly scénáře koncentrací RCP (Representative Concentration Pathways) 2.6, 4.5 a 8.5 (kapitola Scénáře klimatu). Pro odvození scénářových řad byla využita tzv. pokročilá přírůstková metoda. Podstatou této metody je transformace pozorovaných řad srážek a teplot tak, aby rozdíly mezi původní a transformovanou řadou byly shodné se změnami mezi pozorovaným a scénářovým obdobím. Změny srážek a teplot vzduchu odpovídají změně klimatu v období NEAR (2020–2050) a období FAR (2070–2100). Tato období jsou vztažena ke kontrolnímu (pozorovanému) období 1980–2010.

V níže uvedených tabulkách jsou vypočtené změny meteorologických veličin podle jednotlivých projekcí ve vybraných povodích. Tabulka 11 uvádí přehled průměrných procentuálních změn úhrnů srážek mezi kontrolním obdobím 1980–2010 a obdobími NEAR (2020–2050) a FAR (2070–2100). Co se jednotlivých projekcí týče, tak největší procentuální nárůst srážkových úhrnů předpovídá v povodí Blšanky pro období 2020–2050 projekce *GFDL-CM3_rcp26* (o 15 %). Nejpesimističtější projekcí, která naopak předpokládá pokles srážkové činnosti v období 2020–2050 o 1 %, je *MRI-ESM1_rcp85*, a to jak v povodí Blšanky, tak v povodí Loděnice. Všech šestnáct projekcí v období 2070–2100 (FAR) předpokládá v povodí Blšanky i Loděnice zvyšující se podíl srážek. Největší procentuální nárůst v tomto období (o 17 %) predikují v povodí Blšanky projekce *GFDL-CM3_rcp45* a *GFDL-CM3_rcp85* a v povodí Loděnice projekce *GFDL-CM3_rcp45*. Ve druhé tabulce 12 jsou uvedeny změny teploty vzduchu, které byly odvozeny na základě jednotlivých projekcí. Obecně lze konstatovat, že nejoptimističtějšími projekcemi jsou *MPI-ESM-LR_rcp26* a *MPI-ESM-LR_rcp45*. Naopak nejpesimističtější projekcí je *HadGEM2-ES_rcp85*, která pro povodí Blšanky předpovídá nárůst teploty v období 2020–2050 o 2,63 °C a v období 2070–2100 o 6,35 °C. Projekce *HadGEM2-ES_rcp85* předpokládá, že v povodí Loděnice vzroste v období 2020–2050 teplota o 2,69 °C a v období 2070–2100 o 6,42 °C.

projekce	Blšanka		Loděnice	
	2020–2050	2070–2100	2020–2050	2070–2100
CanESM2_rcp45	+ 7 %	+ 9 %	+ 7 %	+ 9 %
CanESM2_rcp85	+ 10 %	+ 8 %	+ 11 %	+ 9 %
GFDL-CM3_rcp26	+ 15 %	+ 14 %	+ 14 %	+ 13 %
GFDL-CM3_rcp45	+ 10 %	+ 17 %	+ 10 %	+ 17 %
GFDL-CM3_rcp85	+ 14 %	+ 17 %	+ 14 %	+ 16 %
GISS-E2-H_rcp45	+ 10 %	+ 7 %	+ 10 %	+ 8 %
HadGEM2-ES_rcp26	+ 4 %	+ 3 %	+ 2 %	+ 4 %
HadGEM2-ES_rcp45	+ 10 %	+ 11 %	+ 7 %	+ 11 %
HadGEM2-ES_rcp85	+ 10 %	+ 13 %	+ 10 %	+ 10 %
MPI-ESM-LR_rcp26	+ 11 %	+ 6 %	+ 10 %	+ 5 %
MPI-ESM-LR_rcp45	+ 12 %	+ 12 %	+ 10 %	+ 11 %
MPI-ESM-LR_rcp85	+ 9 %	+ 15 %	+ 7 %	+ 13 %
MRI-ESM1_rcp85	– 1 %	+ 10 %	– 1 %	+ 10 %
NorESM1-M_rcp26	+ 9 %	+ 9 %	+ 7 %	+ 9 %
NorESM1-M_rcp45	+ 6 %	+ 9 %	+ 5 %	+ 10 %
NorESM1-M_rcp85	+ 8 %	+ 19 %	+ 8 %	+ 15 %

Tabulka 11: Přehled vypočtených procentuálních změn srážkových úhrnů podle použitých projekcí.

projekce	Blšanka		Loděnice	
	2020–2050	2070–2100	2020–2050	2070–2100
CanESM2_rcp45	+ 1,69 °C	+ 2,64 °C	+ 1,76 °C	+ 2,69 °C
CanESM2_rcp85	+ 1,74 °C	+ 5,08 °C	+ 1,77 °C	+ 5,16 °C
GFDL-CM3_rcp26	+ 2,21 °C	+ 2,72 °C	+ 2,21 °C	+ 2,72 °C
GFDL-CM3_rcp45	+ 2,61 °C	+ 3,80 °C	+ 2,61 °C	+ 3,80 °C
GFDL-CM3_rcp85	+ 2,76 °C	+ 6,28 °C	+ 2,76 °C	+ 6,30 °C
GISS-E2-H_rcp45	+ 2,24 °C	+ 3,18 °C	+ 2,23 °C	+ 3,17 °C
HadGEM2-ES_rcp26	+ 2,24 °C	+ 2,27 °C	+ 2,32 °C	+ 2,33 °C
HadGEM2-ES_rcp45	+ 2,38 °C	+ 3,45 °C	+ 2,46 °C	+ 3,52 °C
HadGEM2-ES_rcp85	+ 2,62 °C	+ 6,35 °C	+ 2,69 °C	+ 6,42 °C
MPI-ESM-LR_rcp26	+ 0,86 °C	+ 0,73 °C	+ 0,86 °C	+ 0,74 °C
MPI-ESM-LR_rcp45	+ 0,81 °C	+ 1,54 °C	+ 0,83 °C	+ 1,53 °C
MPI-ESM-LR_rcp85	+ 0,83 °C	+ 3,49 °C	+ 0,85 °C	+ 3,53 °C
MRI-ESM1_rcp85	+ 0,77 °C	+ 3,03 °C	+ 0,85 °C	+ 3,09 °C
NorESM1-M_rcp26	+ 1,30 °C	+ 1,72 °C	+ 1,58 °C	+ 1,93 °C
NorESM1-M_rcp45	+ 1,51 °C	+ 2,37 °C	+ 1,95 °C	+ 2,85 °C
NorESM1-M_rcp85	+ 1,46 °C	+ 3,72 °C	+ 1,57 °C	+ 3,90 °C

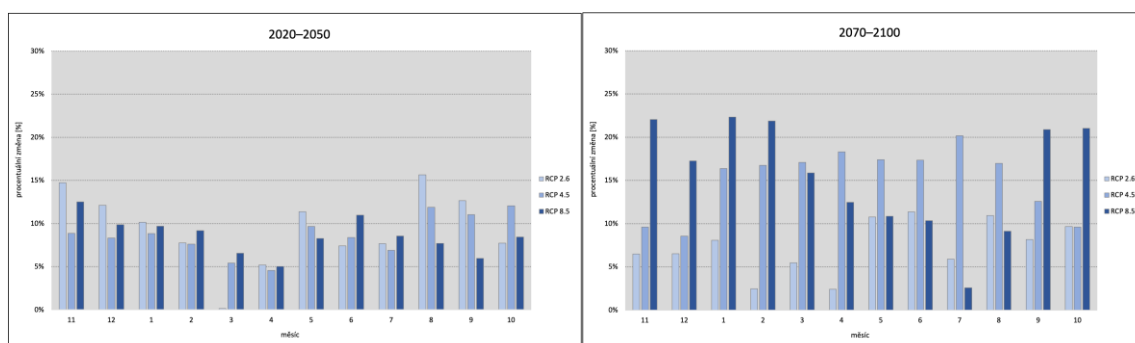
Tabulka 12: Přehled vypočtených změn teploty vzduchu podle použitých projekcí.

Pro detailnější analýzu a snazší porovnání bylo všech šestnáct projekcí zpracováno jak podle scénářů koncentrací, tak podle globálních klimatických modelů (GCM). V kapitole 6.3.1 jsou uvedeny procentuální změny srážkových úhrnů pro povodí Blšanky a Loděnice v období 2020–2050 (NEAR) a 2070–2100 (FAR). Následující kapitola 6.3.2 obsahuje změny průměrné teploty vzduchu. V obou případech jsou vypočtené změny vztaženy ke kontrolnímu období 1980–2010.

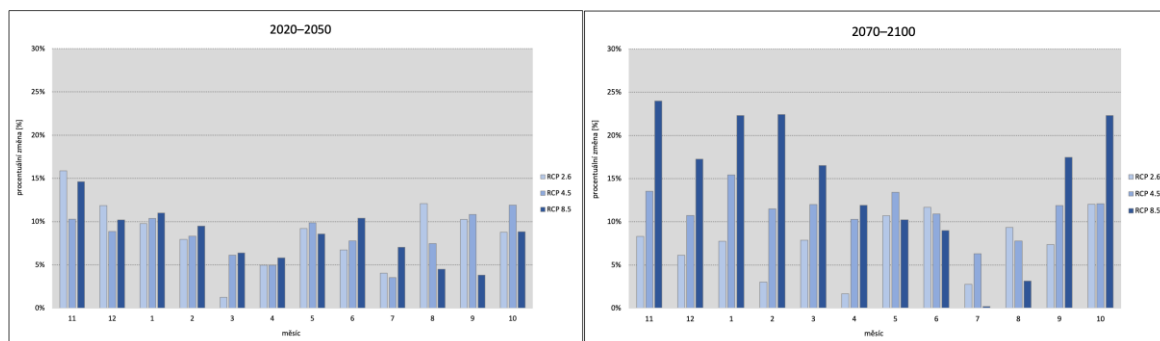
6.3.1 Změny srážkových úhrnů

V první části jsou uvedeny procentuální změny srážkových úhrnů podle jednotlivých scénářů koncentrací – RCP 2.6, RCP 4.5 a RCP 8.5. Na obrázcích 47 a 48 jsou znázorněny procentuální změny srážkových úhrnů v povodí Blšanky, přičemž obrázek vlevo představuje období 2020–2050 (NEAR) a obrázek vpravo období 2070–2100 (FAR). Průměrný procentuální nárůst srážkové činnosti v období 2020–2050 činí 9 %. V období 2070–2100 se předpokládá v povodí Blšanky nárůst srážek dokonce 13 %. Při porovnání jednotlivých scénářů koncentrací v období 2020–2050 jsou zaznamenány nepatrně vyšší hodnoty srážek v případě RCP 2.6, zejména pak v srpnu, září a listopadu. Příznačnější nárůst srážkové činnosti vykazuje obrázek vpravo, na kterém je znázorněno období 2070–2100. Z obrázku jsou patrné

vyšší hodnot procentuálních změn srážek v případě scénáře RCP 8.5. Ten v průměru předpovídá nárůst až o 16 %. Na dalších dvou obrázcích (49 a 50) jsou zobrazeny procentuální změny srážkových úhrnů pro povodí Loděnice, kdy v období 2020–2050 je předpokládán nárůst srážek v průměru o 8 % a v období 2070–2100 o 11 %. Stejně jako v povodí Blšanky, i v tomto případě vykazuje RCP 2.5 oproti ostatním scénářům v období 2020–2050 zvýšený nárůst, který obzvlášť v listopadu činí 16 %. V období 2070–2100 lze obecně předpokládat ještě vyšší nárůst srážkové činnosti, zejména při pohledu na scénář RCP 8.5, který předpovídá nárůst srážek v průměru o 15 %, přičemž v listopadu očekává zvýšení dokonce o 24 %.



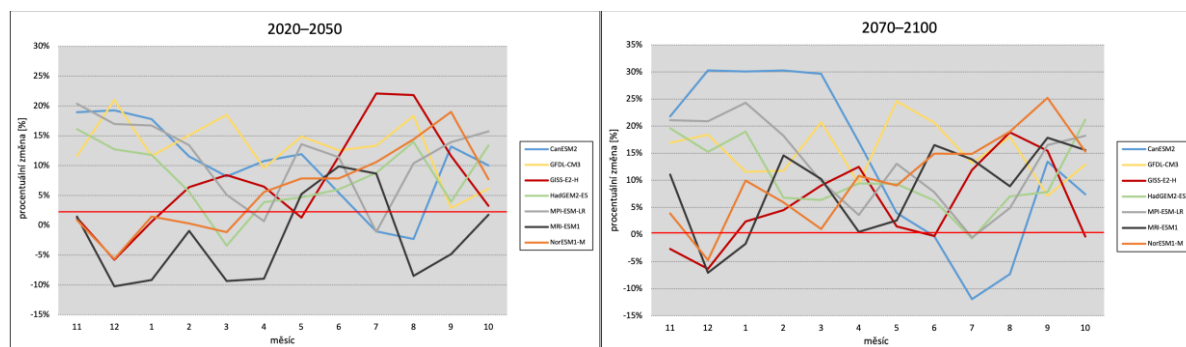
Obrázek 47 a 48: Procentuální změny srážkových úhrnů pro povodí Blšanky v jednotlivých měsících podle scénářů koncentrací v období 2020–2050 a 2070–2100.



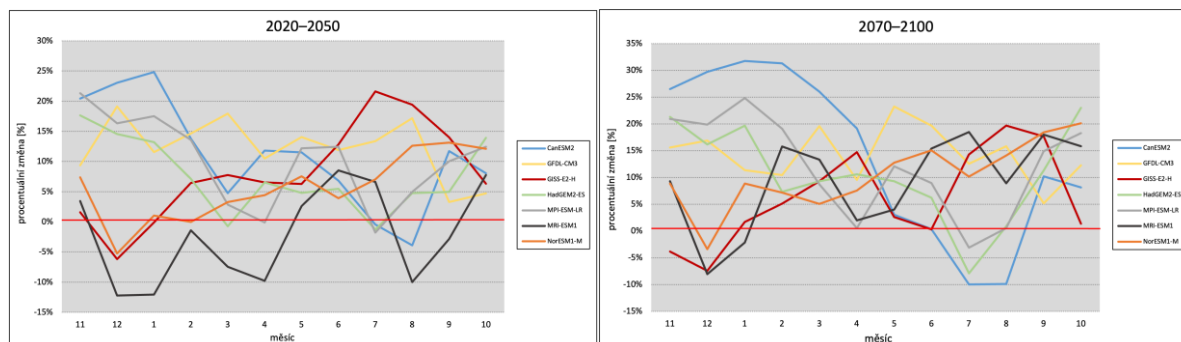
Obrázek 49 a 50: Procentuální změny srážkových úhrnů pro povodí Loděnice v jednotlivých měsících podle scénářů koncentrací v období 2020–2050 a 2070–2100.

Ve druhé části jsou procentuální změny srážkových úhrnů jednotlivých projekcí zobrazeny podle globálních klimatických modelů (GCM). Na první pohled si lze na obrázcích 51, 52, 53 a 54 všimnout, že při tomto rozdělení je v některých případech patrný pokles srážkové činnosti v jednotlivých měsících. Na prvních dvou obrázcích (51 a 52) jsou zobrazeny procentuální změny srážek v povodí Blšanky. Nejvyšší nárůst srážek v období 2020–2050 předpovídá model *GFDL-CM3*, podle kterého v průběhu roku průměrně vzroste srážková činnost o 12,95 %. Největší rozdíly vykazuje model *GISS-E2-H*, v jehož případě

se předpokládá, že v prosinci srážková činnost poklesne o téměř 6 % a naopak v měsících červenec a srpen vzroste v průměru o přibližně 22 %. Z obrázku 51 je patrné, že nejmenší srážkové úhrny předpokládá model *MRI-ESM1*, v jehož případě poklesne srážková činnost v únoru o 10,26 %. Obrázek 52 zobrazuje procentuální změny srážek pro povodí Blšanky v období 2070–2100. Za povšimnutí stojí změna úhrnů srážek v prosinci, kterou předpovídají takřka shodně tři modely. Největší rozdíly v tomto období představuje model *CanESM2*, který během zimních měsíců předpovídá procentuální nárůst o 30 % a naproti tomu v červenci vykazuje pokles srážek o téměř 12 %. Nejvyšší procentuální nárůst srážkové činnosti počítá, stejně jako v období 2020–2050, model *GFDL-CM3*. Obrázky 53 a 54 zobrazují změny srážkových úhrnů v povodí Loděnice. Při porovnání vybraných povodí si lze všimnout relativně stejných průběhů vypočtených změn srážkových úhrnů podle jednotlivých globálních klimatických modelů. V povodí Loděnice vykazuje největší procentuální nárůst srážek, stejně jako v případě Blšanky, model *GFDL-CM3*, a to jak v období 2020–2050 (12,31 %), tak v období 2070–2100 (14,35 %). Co se jednotlivých měsíců týče, tak nejvyšší procentuální nárůst je v období 2020–2050 předpokládán modelem *CanESM2* v únoru – 24,85 %. Stejný model předpovídá nejvyšší změny ve srážkových úhrnech i v období 2070–2100. Jedná se především o zimní měsíce, kdy například v lednu očekává nárůst srážek oproti pozorovanému období až o 31,74 %. Naopak nejnižší úhrny v tomto období vykazuje opět model *CanESM2*, a to v červenci a v srpnu.



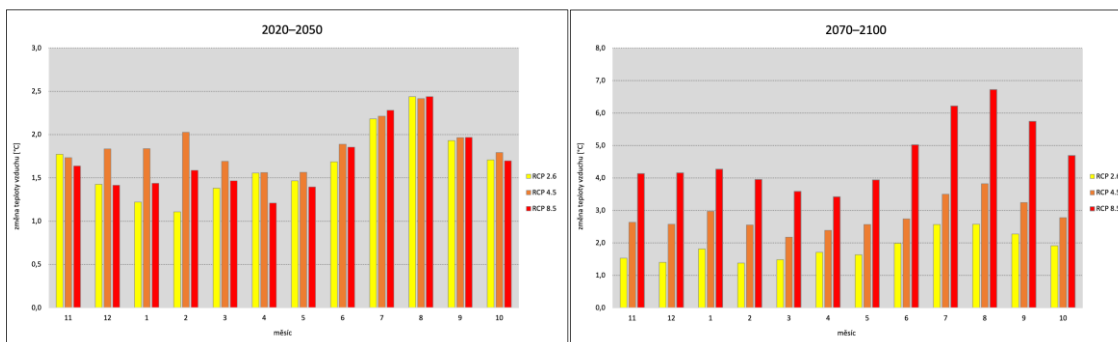
Obrázek 51 a 52: Procentuální změny srážkových úhrnů pro povodí Blšanky v jednotlivých měsících podle GCM v období 2020–2050 a 2070–2100.



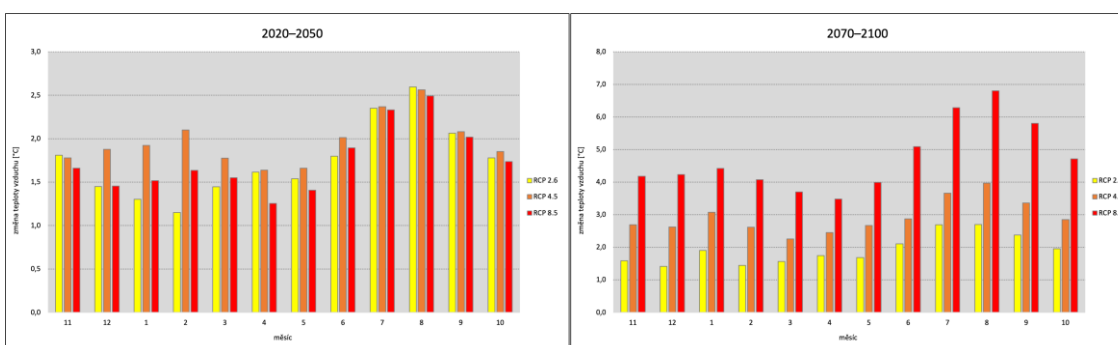
Obrázek 53 a 54: Procentuální změny srážkových úhrnů pro povodí Loděnice v jednotlivých měsících podle GCM v období 2020–2050 a 2070–2100.

6.3.2 Změny teploty vzduchu

Tato podkapitola je rozčleněna stejným způsobem jako předchozí. Nejprve jsou znázorněny změny průměrných teplot vzduchu podle scénářů koncentrací, následně pak podle globálních klimatických modelů. První dva obrázky zobrazují nárůst teplot vzduchu pro povodí Blšanky v období 2020–2050 (obrázek 55) a 2070–2100 (obrázek 56). Z nich je na první pohled patrné, že postupem času bude takřka jistě docházet ke zvyšování průměrných měsíčních teplot. V období 2020–2050 lze podle všech scénářů koncentrací očekávat nejvyšší nárůsty teplot vzduchu v letních měsících. Například srpnový nárůst teploty vzduchu podle scénáře RCP 8.5 činí 2,44 °C. Z obrázku 55 je patrné, že nárůst teplot vzduchu v období 2020–2050 je předpokládán i v zimních měsících, zejména pak scénářem RCP 4.5, který například v únoru vykazuje nárůst teploty 2 °C. V období 2070–2100 jsou hodnoty změn teplot vzduchu jak v povodí Blšanky, tak v povodí Loděnice ještě výraznější. Průměrný nárůst teplot během roku pro povodí Blšanky v období 2070–2100 podle nejpesimističtějšího scénáře RCP 8.5 činí 4,66 °C. Nejvyšší změny teplot vykazují opět letní měsíce. V červenci podle scénáře RCP 8.5 vzroste teplota o 6,73 °C. Obrázek 57 a 58 zobrazuje změny průměrných teplot vzduchu v povodí Loděnice. Změny jsou takřka totožné se změnami v povodí Blšanky. V obou případech stojí za zmínku scénář RCP 2.6. Ten jak v období 2020–2050, tak v období 2070–2100 vykazuje takřka stejné hodnoty změn průměrných teplot vzduchu. Nejvyšší změny předpovídá scénář RCP 8.5 v období 2070–2100. Jedná se opět o letní měsíce, během kterých vzroste teplota o více než 6 °C.

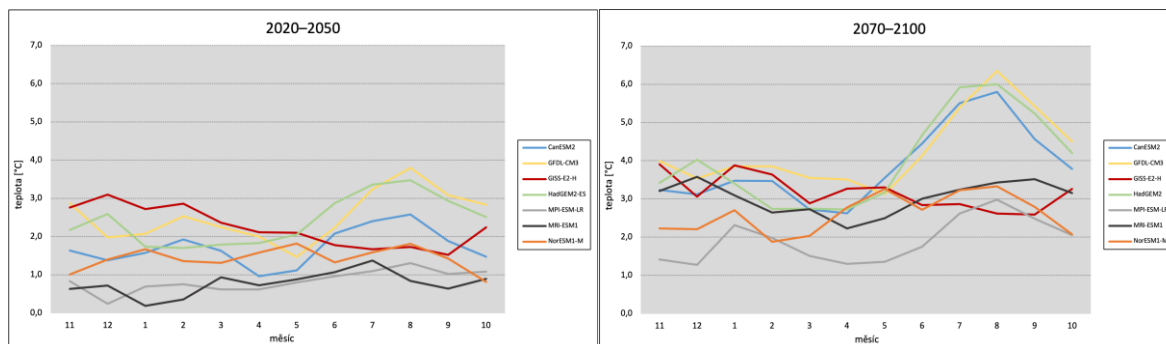


Obrázek 55 a 56: Změny průměrných teplot vzduchu [°C] pro povodí Blšanky v jednotlivých měsících podle scénářů koncentrací v období 2020–2050 a 2070–2100.

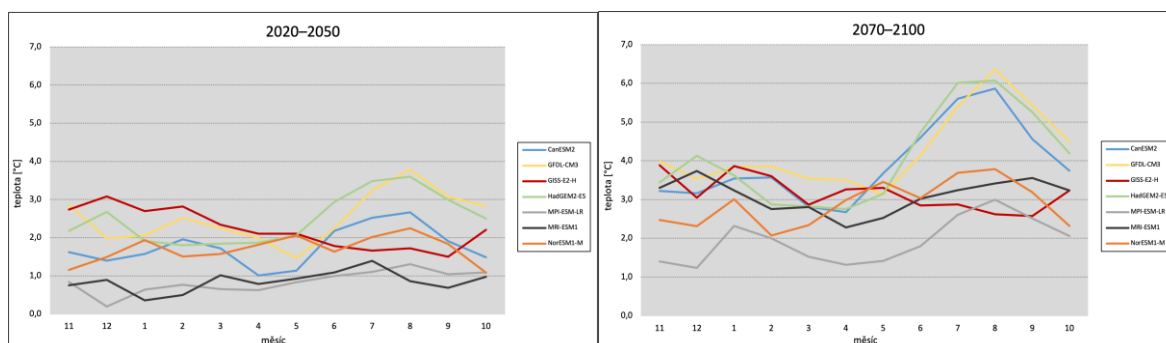


Obrázek 57 a 58: Změny průměrných teplot vzduchu [°C] pro povodí Loděnice v jednotlivých měsících podle scénářů koncentrací v období 2020–2050 a 2070–2100.

V druhé části této podkapitoly jsou průměrné změny teplot vzduchu vyhodnoceny podle jednotlivých globálních klimatických modelů. Obrázky 59 a 60 znázorňují změny průměrných teplot vzduchu v povodí Blšanky. Na první pohled je patrný fakt, že všechny modely předpovídají pouze nárůst. Z celkového hlediska je v období 2020–2050 předpokládán nárůst průměrné teploty o 1,71 °C. Nejvyšší průměrné hodnoty vykazuje model *GFDL-CM3*, který předpokládá růst teplot vzduchu během roku v období 2020–2050 v průměru o 2,53 °C. Z obrázku 60 je patrné, že v období 2070–2100 průměrná teplota vzduchu v jednotlivých měsících ještě vzroste. Nejvyšší nárůst teploty vzduchu předpokládají modely *CanESM2*, *GFDL-CM3* a *HadGEM2* v letních měsících. Například v srpnu se očekává zvýšení teploty o více než 6 °C. Neoptimističtějším globálním klimatickým modelem v období 2070–2100 je *MPI-ESM-LR*. Téměř totožné změny teplot vzduchu se předpokládají v povodí Loděnice, a to jak v období 2020–2050 (obrázek 61), tak v období 2070–2100 (obrázek 62).



Obrázek 59 a 60: Změny průměrných teplot vzduchu [°C] pro povodí Blšanky v jednotlivých měsících podle GCM v období 2020–2050 a 2070–2100.



Obrázek 61 a 62: Změny průměrných teplot vzduchu [°C] pro povodí Loděnice v jednotlivých měsících podle GCM v období 2020–2050 a 2070–2100.

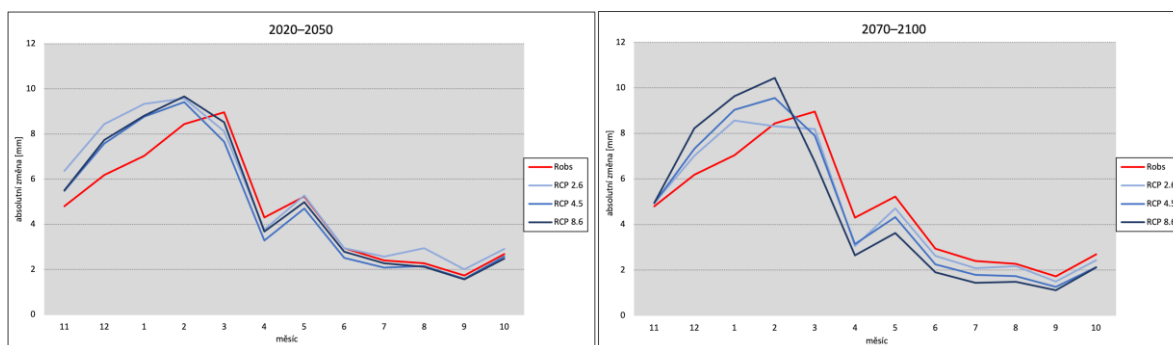
6.4 Simulace změn v kontextu klimatické změny podle jednotlivých scénářů koncentrací

V závěrečné práci byl pro odhad dopadů změn klimatu použit hydrologický model BILAN. Ten byl nakalibrován jak pro povodí Blšanky, tak pro povodí Loděnice. V prvním případě byly použity časové řady hydrometeorologických veličin z období 1969–2019. Při kalibraci modelu na povodí Loděnice bylo uvažováno období 1977–2019. Následně byly modelovány simulace s využitím podmínek ovlivněných změnou klimatu, které vycházely z globálních klimatických modelů (scénáře změn teploty a srážek – viz kapitola výše). Analyzovány jsou jak absolutní, tak relativní změny odtoků. Veškeré změny se vztahují k pozorovanému (kontrolnímu) období 1980–2010. V této podkapitole jsou vyhodnoceny změny v odtoku na základě scénářů klimatu.

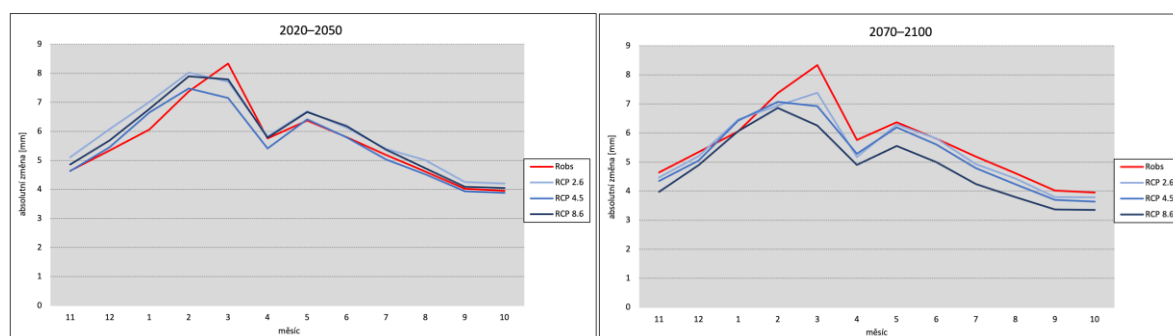
6.4.1 Absolutní změny odtoků

Na níže uvedených obrázcích jsou uvedeny absolutní změny odtoku v daném měsíci podle jednotlivých scénářů klimatu – RCP 2.6, RCP 4.5 a RCP 8.6. Obrázek 63 a 64 zobrazuje

povodí Blšanky, obrázek 65 a 66 pak povodí Loděnice. Při jejich porovnání je na první pohled zřejmé, že povodí Blšanky vykazuje vyšší absolutní změny ovlivněné změnou klimatu než povodí Loděnice. Pro povodí Blšanky platí, že v jak v období 2020–2050, tak v období 2070–2100 bude docházet ke zvyšování a posunu zimního odtoku do dřívějších měsíců. Nejvyšší hodnoty odtoku predikuje scénář RCP 8.5 během období 2070–2100 v únoru (10,43 mm). Zároveň je patrné, že v povodí Blšanky bude v období 2070–2100 docházet k poklesu odtoku v jarních a letních měsících. Nejvyšší pokles předpovídá scénář RCP 8.5. V povodí Loděnice není efekt zvyšujícího se zimního odtoku tak patrný, nicméně z obrázků 65 a 66 lze vidět, že nejvyšší hodnoty odtoku predikují scénáře klimatu dříve, než je tomu v pozorovaném období. Nejpesimističtější scénářem je RCP 8.5, který stejně jako v povodí Blšanky počítá se značným poklesem odtoku jak v jarních, tak letních měsících.



Obrázek 63 a 64: Absolutní změna odtoků [mm] v povodí Blšanky v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – období 2020–2050 (vlevo) a období 2070–2100 (vpravo).

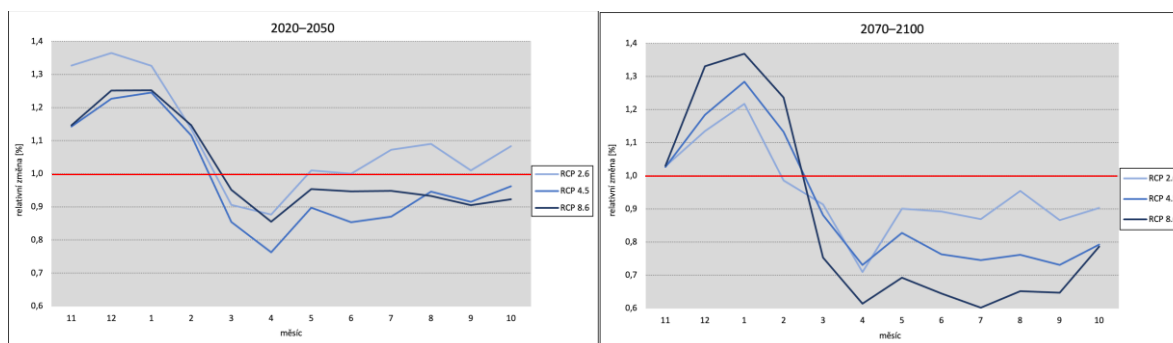


Obrázek 65 a 66: Absolutní změna odtoků [mm] v povodí Loděnice v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – období 2020–2050 (vlevo) a období 2070–2100 (vpravo).

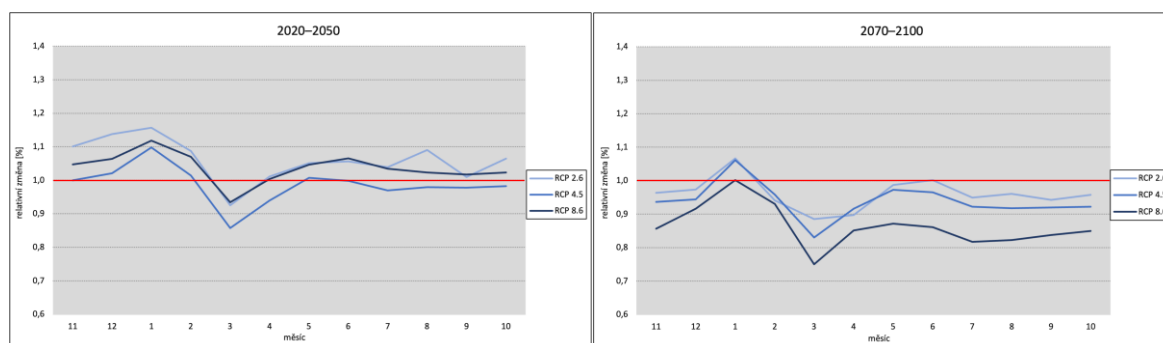
6.4.2 Relativní změny odtoků

Níže uvedené obrázky udávají relativní změny. Jedná se tedy o podíl odtoku ve scénářovém období (2020–2050, 2070–2100) k odtoku zaznamenaném v pozorovaném období 1980–2010. Změny jsou uvedeny v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – RCP

2.6, RCP 4.5 a RCP 8.6. Obrázky 67 a 68 potvrzují, že k vyšším změnám bude docházet v povodí Blšanky. Na první pohled je patrné, že jak v období 2020–2050, tak v období 2070–2100, budou podíly odtoku především v zimních měsících růst a v jarních, respektive letních měsících klesat. V období 2020–2050 predikuje nejvyšší pokles odtoku scénář RCP 4.5, a to především na jaře. Naopak v tom samém období je scénářem RCP 2.6 předpokládán nejvyšší nárůst odtoku během ledna a prosince. V období 2070–2100 bude v povodí Blšanky docházet k nárůstu podílu odtoku v zimních měsících. Předpokládá se tak posun doby tání z jarních měsíců právě do zimního období. Zároveň si lze všimnout značného poklesu podílu odtoku, ke kterému bude docházet v jarních a letních měsících, a to podle všech třech scénářů koncentrací. Lze konstatovat, že s rostoucími koncentracemi, které předpovídají jednotlivé scénáře RCP, bude v návaznosti na jejich vývoj klesat odtok. Nejpesimističtější scénář tak představuje RCP 8.6, podle kterého je předpokládán pokles odtoku v jarních a letních měsících o více než 30 %. Obrázky 69 a 70 reprezentují povodí Loděnice. Na první pohled je zřejmé, že v tomto povodí nebude docházet k tak příznacným změnám jako v povodí Blšanky. I přesto však lze konstatovat, že bude docházet jak k posunu, tak zvýšení podílu odtoku v zimních měsících. Naopak nejvyšší pokles odtoku predikují scénáře RCP v období 2070–2100. Opět si lze všimnout, že odtok bude klesat v závislosti na vývoji koncentrací, které předpovídají scénáře RCP. RCP 8.6 dokonce počítá, že odtok poklesne v povodí Loděnice takřka ve všech měsících.



Obrázek 67 a 68: Podíl odtoku v období 2020–2050 (vlevo) a 2070–2100 (vpravo) oproti odtoku pozorovaného období v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – povodí Blšanka.



Obrázek 69 a 70: Podíl odtoku v období 2020–2050 (vlevo) a 2070–2100 (vpravo) oproti odtoku pozorovaného období v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – povodí Loděnice.

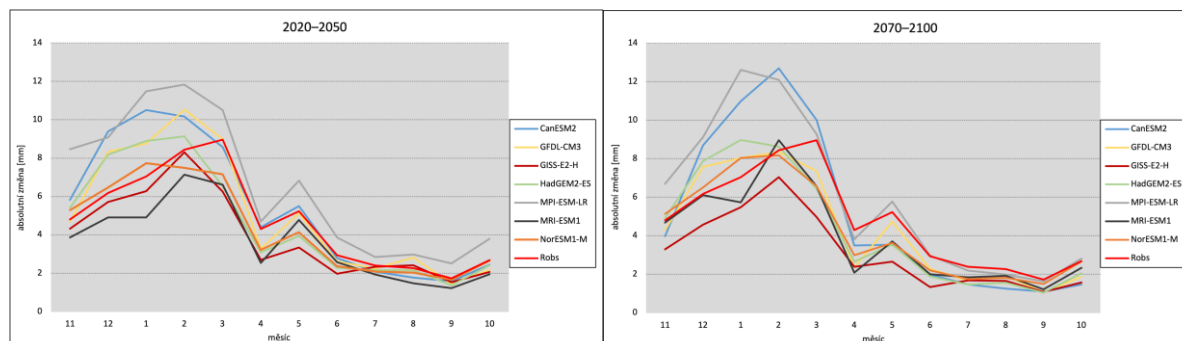
6.5 Simulace změn v kontextu klimatické změny podle jednotlivých globálních klimatických modelů

Stejným způsobem byly vyhodnoceny simulace změn na základě jednotlivých globálních klimatických modelů, které jsou následně porovnány. V této podkapitole jsou tak nejprve uvedeny změny absolutní, poté relativní. Změny jsou vztaženy jak v povodí Blšanky, tak v povodí Loděnice k pozorovanému období 1980–2010, vůči kterému byla data z globálních klimatických modelů vztažena.

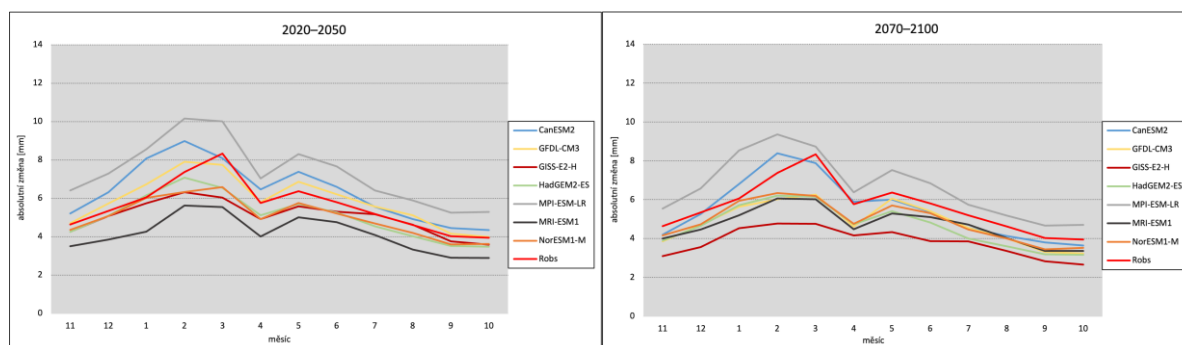
6.5.1 Absolutní změny odtoků

V první řadě byly vyhodnoceny absolutní změny odtoků v povodí Blšanky a Loděnice. Tyto změny jsou zobrazeny na níže uvedených obrázcích (71, 72, 73 a 74). Jak v období 2020–2050, tak v období 2070–2100 je v povodí Blšanky předpokládán posun maximálních odtoků spíše do zimních měsíců, což je dáno především očekávaným posunem doby tání dřívějších měsíců. V období 2020–2050 predikuje nejvyšší nárůst odtoku v zimních měsících model *MPI-ESM-LR*, který i během roku vykazuje vyšší hodnoty absolutních změn. Naproti tomu lze podle takřka všech modelů očekávat pokles odtoku během jara a léta. V období 2070–2100 je tento fakt ještě patrnější. Nejvyšší hodnoty v tomto období vykazují modely *CanESM2* a *MPI-ESM-LR*. U nich je evidentní nárůst zejména v zimních měsících. V povodí Loděnice lze očekávat podobné změny (obrázky 73 a 74). Nicméně jak v období 2020–2050, tak v období 2070–2100 nejsou při porovnání jednotlivých období tak zřejmé výkyvy jako v předchozím povodí. Opět nejvyšší hodnoty odtoku lze očekávat podle modelů *CanESM2* a *MPI-ESM-LR*. Naproti tomu největší změny odtoku během roku předpovídá v období 2020–2050 model *MRI-ESM1*. Jak již bylo zmíněno, i v období 2070–2100 bude docházet k posunu doby maximálních odtoků do dřívějších měsíců. Přesto tento efekt není tak zjevný jako v případě povodí Blšanky.

Na druhou stranu kromě modelu *MPI-ESM-LR* předpovídají v období 2070–2100 všechny modely pokles jarních a letních odtoků. Nejmenší změny lze v tomto období očekávat u modelu *GISS-E2-H*.



Obrázek 71 a 72: Absolutní změna odtoků [mm] v povodí Blšanky v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – období 2020–2050 (vlevo) a období 2070–2100 (vpravo).

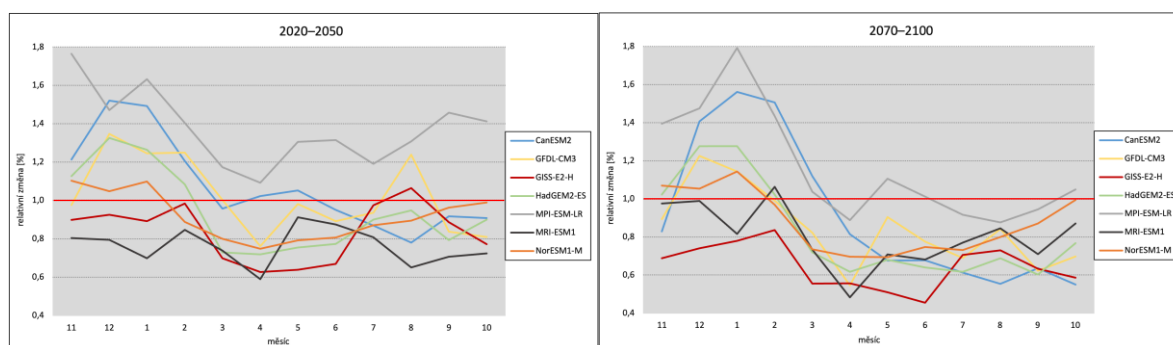


Obrázek 73 a 74: Absolutní změna odtoků [mm] v povodí Loděnice v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – období 2020–2050 (vlevo) a období 2070–2100 (vpravo).

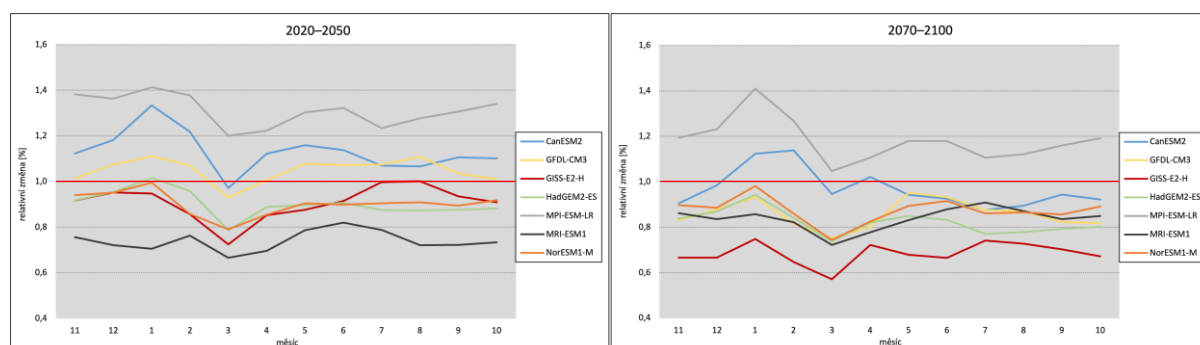
6.5.2 Relativní změny odtoků

Ve druhé části této podkapitoly jsou uvedeny relativní změny odtoku podle daných globálních klimatických modelů. Na obrázcích 75 a 76 jsou uvedeny relativní změny v povodí Blšanky, přičemž obrázek vlevo demonstruje, stejně jako v předchozích případech, podíl odtoku v období 2020–2050 ku 1980–2010. Z něj je patrné, že převážná většina modelů předpovídá nárůst odtoku v zimním období, a naopak pokles na jaře a v létě. Například u modelů *CanESM2* a *MPI-ESM-LR* je očekáván nárůst odtoku v prosinci a na jaře v průměru o více než 50 %. Naproti tomu modely *GISS-E2-H* a *MRI-ESM1* předpokládají téměř ve všech měsících pokles hodnot. V období 2070–2100 je v povodí Blšanky očekáváno patrnější pokles jarních a letních odtoků, který predikuje většina modelů. Největší rozdíly jsou pozorovány u modelu *CanESM2*, v jehož případě se únorový odtok zvýší o 50 % a srpnový sníží o více než 40 %. Relativní změny odtoku v povodí Loděnice jsou zachyceny na obrázcích 77 a 78. Z nich

je patrné, že povodí Loděnice nevykazuje tak zřejmé rozdíly mezi jarními, respektive zimními a letními odtoky. Nejvyšší nárůst odtoku v jednotlivých měsících během období 2020–2050 předpovídají modely *MPI-ESM-LR* a *CanESM*. To během období 2070–2100 je v povodí Loděnice očekáván prokazatelnější pokles letních odtoků než v předchozím výhledovém období 2020–2050. Nejpesimističtější modelem, který v období 2070–2100 předpovídá pokles odtoků během celého roku, je *GISS-ES-H*.



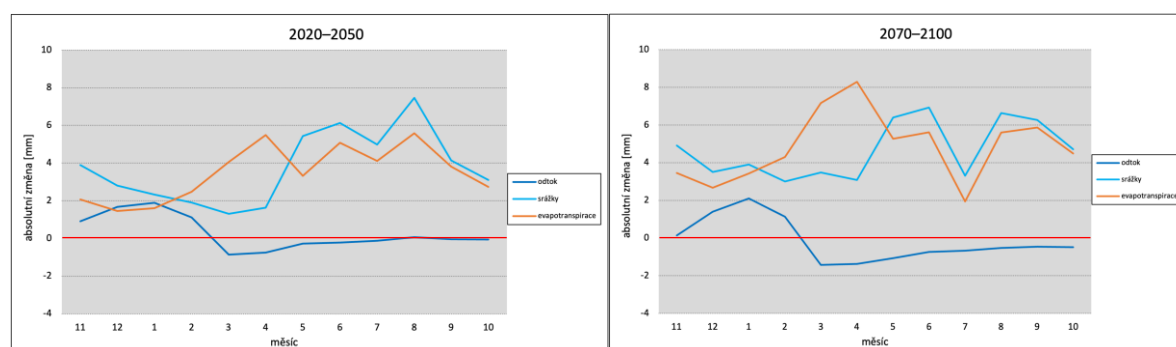
Obrázek 75 a 76: Podíl odtoku v období 2020–2050 (vlevo) a 2070–2100 (vpravo) oproti odtoku pozorovaného období v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – povodí Blšanka.



Obrázek 77 a 78: Podíl odtoku v období 2020–2050 (vlevo) a 2070–2100 (vpravo) oproti odtoku pozorovaného období v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – povodí Loděnice.

6.6 Simulace změn hydrologické bilance vlivem změn klimatu ve vybraných povodích

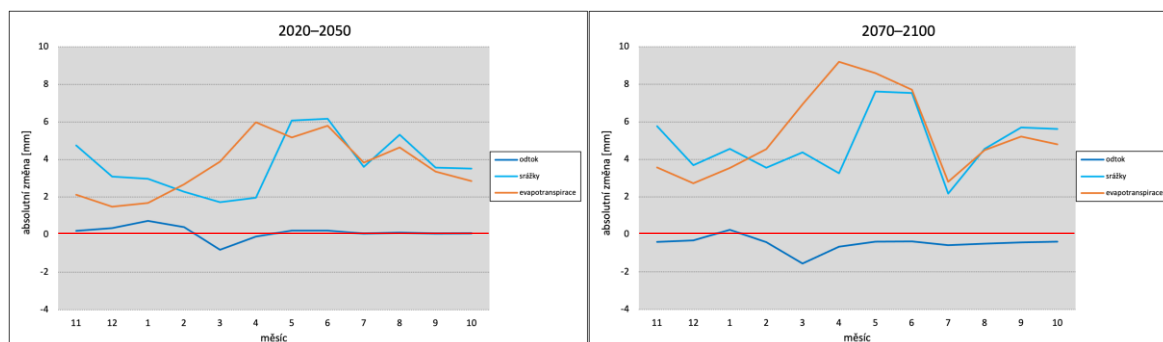
Pomocí hydrologické bilance byly vyjádřeny vztahy mezi jejími složkami. Na níže uvedených obrázcích jsou zobrazeny absolutní změny třech základních složek hydrologické bilance – srážky, odtok, evapotranspirace. Jedná se o absolutní změny, které byly vypočteny aritmetickým průměrem všech šestnácti projekcí na základě podmínek ovlivněných změnou klimatu. Simulace změn se vztahují k pozorovanému období 1980–2010. Obrázky 79 a 80 reprezentují povodí Blšanky, přičemž obrázek vlevo změny v hydrologické bilanci ve scénářovém období 2020–2050 a obrázek vpravo změny v období 2070–2100. Z obrázku 79 je patrné, že v období 2020–2050 se zejména na jaře a v létě očekává nárůst srážkové činnosti, což vlivem růstu teplot, které předpovídají všechny modely, povede k nárůstu výparu. Díky snížení odtoku dojde k poklesu zásob vody v povodí, což dále nepovede ke zvyšování výparu. V tomto období je zároveň podle projekcí předpokládán posun maximálních odtoků spíše do zimy. Ve scénářovém období 2070–2100 bude v povodí Blšanky docházet k takřka stejným, ale prohlubujícím se změnám v hydrologické bilanci. Na obrázku 80 je patrný pokles výparu během letních měsíců, což je způsobeno vlivem nedostatečných zásob vody v povodí. Vliv na nízkou zásobu vody má pokles srážkové činnosti v tomto období. Stejně jako v předchozím scénářovém období je očekáván pokles jarního a letního odtoku.



Obrázek 79 a 80: Změna základních složek hydrologické bilance ve scénářovém období 2020–2050 (vlevo) a 2070–2100 (vpravo) v povodí Blšanky.

Obdobné změny v hydrologické bilanci jsou očekávány i v povodí Loděnice. Na obrázku 81 a 82 jsou znázorněny simulované změny ve scénářovém období 2020–2050. Z něj je na první pohled patrný nárůst srážkové činnosti, zejména v jarních měsících. Srážky jsou zároveň doprovázeny vyššími hodnotami výparu, což v létě při poklesu srážek vede k vyčerpání zásob vody v povodí. Stejný účinek lze pozorovat i v období 2070–2100. V tomto případě dojde v letních měsících vlivem nedostatku vody k poklesu výparu, u kterého

se očekávají maximální hodnoty během dubna až května. Ze všech obrázků (79, 80, 81 a 82) je patrné, že nejnižší hodnoty odtoku jsou podle projekcí očekávány v březnu, potažmo v dubnu. Naopak nejvyšší hodnoty vykazuje měsíc leden. Zároveň si lze všimnout, že odtok často reaguje na zvýšenou aktivitu srážkové činnosti. Například na obrázcích 78 a 80 je vidět, že při nárůstu srážek dojde k patrnému zvýšení odtoku.



Obrázek 81 a 82: Změna základních složek hydrologické bilance ve scénářovém období 2020–2050 (vlevo) a 2070–2100 (vpravo) v povodí Loděnice.

6.7 Vyhodnocení hydrologického sucha

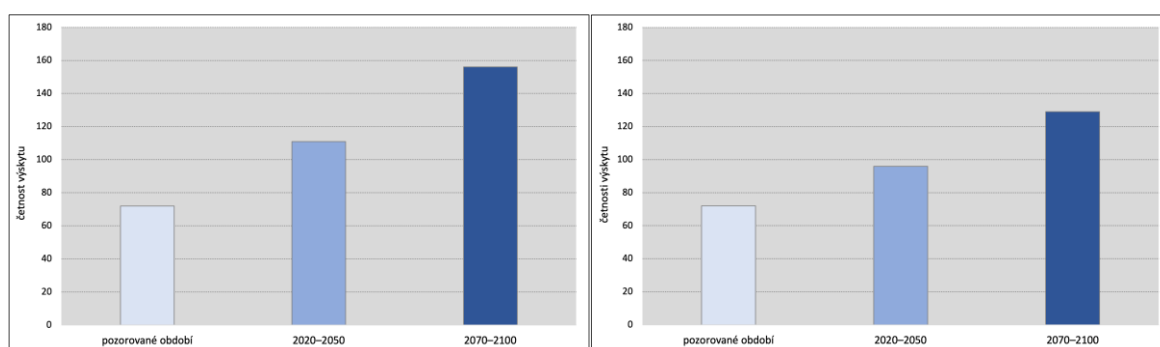
Povodí Blšanky a Loděnice patří dlouhodobě k oblastem, které bývají, zejména pak v letních měsících, postiženy suchem. Vývoj a typy sucha jsou popsány v rešeršní části. V této kapitole bylo provedeno vyhodnocení hydrologického sucha, a to na základě metody nedostatkových objemů a minimálních ročních odtoků. Oba způsoby vyhodnocení jsou detailněji popsány v metodice.

6.7.1 Stanovení nedostatkových objemů

Pro účely závěrečné práce byl za prahovou hodnotu zvolen 90 % kvantil průměrného měsíčního odtoku, a to zvlášť pro povodí Blšanky a povodí Loděnice. Na základě tohoto kritéria byly vybrány odtoky, a to jak v pozorovaném, tak ve scénářových obdobích, jejichž hodnota byla menší než zvolený limit. Poté bylo pro každý takto hydrologicky suchý měsíc vypočteno chybějící množství vody průměrného měsíčního odtoku k objemu vody zvolené prahové hodnoty. V podkapitole jsou nejprve porovnány četnosti výskytu a velikosti nedostatkových objemů scénářových obdobích NEAR (2020–2050) a FAR (2070–2100) oproti pozorovanému období. Hodnoty jsou stanoveny aritmetickým průměrem simulovaných šestnácti projekcí. Pro úvodní porovnání velikostí byly hodnoty nedostatkových objemů standardizovány. V jednotlivých částech jsou jak četnosti výskytu nedostatkových objemů, tak jejich velikosti hodnoceny na základě scénářů klimatu a globálních klimatických modelů (GCM). V těchto

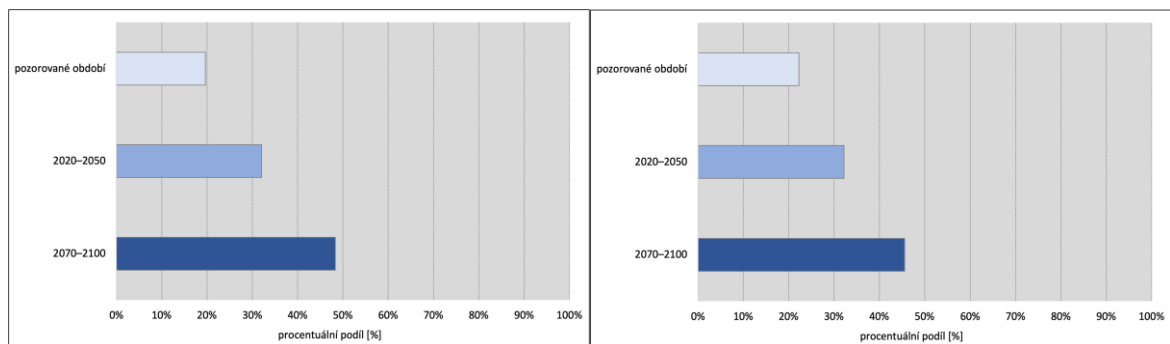
případech již nebyly nedostatkové objemy standardizovány, protože účelem bylo zjistit, jak jednotlivé RCP a GCM podmiňují výskyt nedostatkových objemů v rámci povodí.

Na obrázcích 83 a 84 jsou zobrazeny četnosti výskytu nedostatkových objemů v povodí Blšanky a Loděnice. Z nich je patrné, že v jak v období 2020–2050, tak v období 2070–2100 bude docházet k jejich zvýšení. V obou povodích bylo v pozorovaném období 1980–2010 zaznamenáno celkem 72 měsíců, jejichž průměrný odtok nedosáhl prahové hodnoty. V povodí Blšanky (obrázek 83) se podle projekcí předpokládá ještě patrnější zvýšení ve scénářových obdobích než v případě povodí Loděnice (obrázek 84). Další dva obrázky (85 a 86) znázorňují už samotné velikosti nedostatkových objemů standardizovaných na dané povodí.



Obrázek 83 a 84: Výskyt nedostatkových objemů v povodí Blšanky (vlevo) a v povodí Loděnice (vpravo).

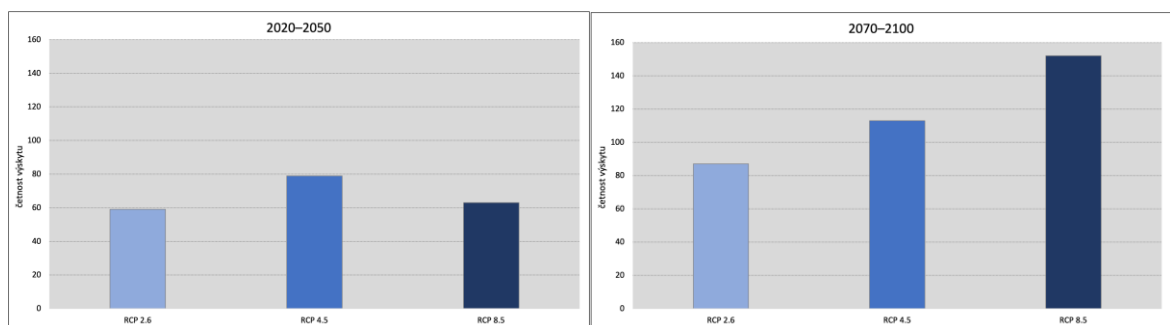
Aby bylo možno srovnávat absolutní hodnoty nedostatkových objemů mezi jednotlivými povodími, bylo nutno je standardizovat. Na první pohled je zřejmé, že se jejich velikosti téměř shodují. Nejvyšší podíl na velikosti nedostatkových objemů vykazuje v obou případech scénářové období 2070–2100. Jeho podíl na celkovém nedostatkovém objemu je v případě povodí Blšanky tvořen 48 % a v případě Loděnice 46 %. Z obrázků (85 a 86) je zároveň patrné, že nárůst velikosti nedostatkových objemů je předpokládán oproti pozorovanému období v obou scénářových obdobích. V povodí Blšanky se v období 2020–2050 předpokládá nárůst velikosti nedostatkového objemu o 12 % oproti pozorovanému období a v období 2070–2100 dokonce o 28 % oproti pozorovanému období. V případě Loděnice se v období 2020–2050 předpokládá nárůst velikosti nedostatkového objemu o 10 %. Ve druhém scénářovém období 2070–2100 velikost vzroste o téměř 25 %. Na obrázcích 85 a 86 je vidět, že po standardizaci absolutních hodnot k ploše daného povodí se procentuální hodnoty zastupující jednotlivá období takřka shodují.



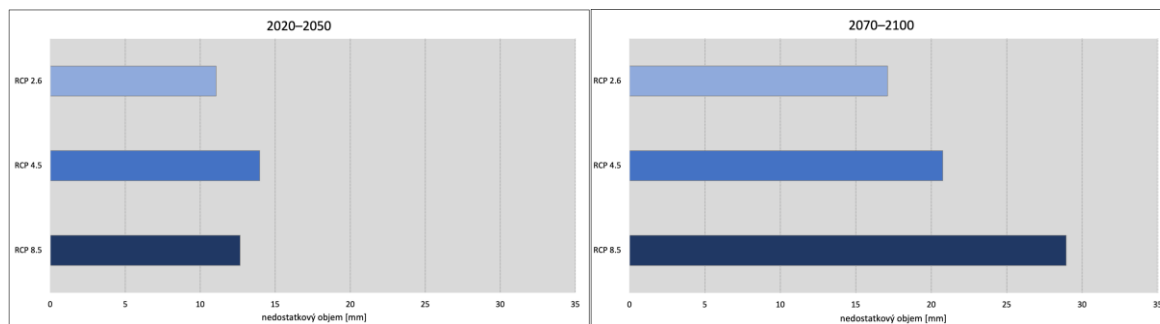
Obrázek 85 a 86: Procentuální podíl standardizovaných nedostatkových objemů [mm] v povodí Blšanky (vlevo) a v povodí Loděnice (vpravo).

6.7.1.1 Podle scénářů klimatu

Pro detailnější analýzu hydrologického sucha byly četnosti a velikosti nedostatkových objemů vyhodnoceny na základě jednotlivých scénářů klimatu. Na obrázcích 87 a 88 je nejprve zobrazen výskyt nedostatkových objemů povodí Blšanky během období 2020–2050 a 2070–2100. Z obrázku 87 je patrné, že v prvním scénářovém období nekoresponduje vývoj četnosti výskytu nedostatkových objemů s vývojem klimatických scénářů. Při porovnání scénářů RCP 2.6 a RCP 8.5 lze pozorovat, že četnosti výskytu nedostatkových objemů se v období 2020–2050 takřka nezmění. Oproti tomu v období 2070–2100, které je zobrazeno na obrázku 88, již vývoj nedostatkových objemů odpovídá vývoji koncentrací jednotlivých RCP. Obrázek 89 a 90 zachycuje velikosti nedostatkových objemů ve druhém vybraném povodí. Na nich je patrné, že v prvním scénářovém období 2020–2050, stejně jako v případě četností, vývoj velikosti nedostatkových objemů neodpovídá vývoji koncentrací scénářů. V období 2070–2100 již hodnoty nedostatkových objemů plně korespondují s jednotlivými RCP.

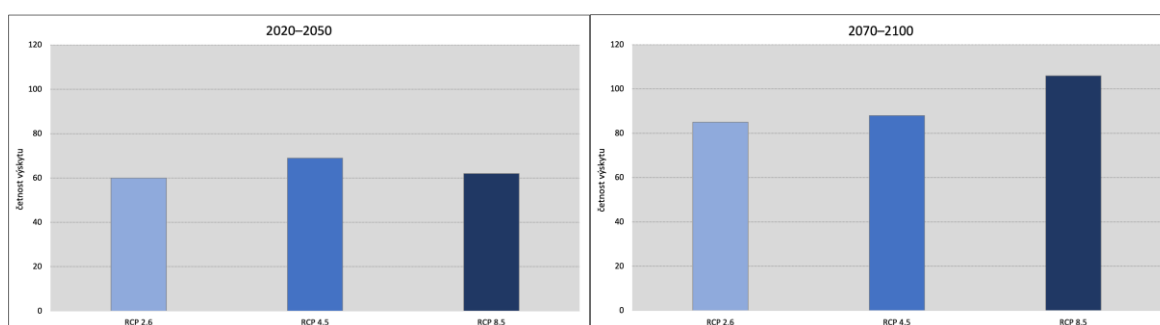


Obrázek 87 a 88: Výskyt nedostatkových objemů v povodí Blšanky v období 2020–2050 a 2070–2100 podle scénářů klimatu.

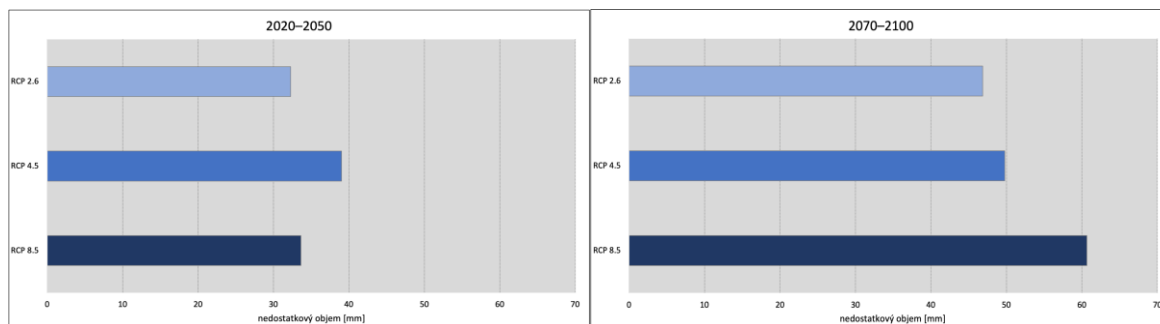


Obrázek 89 a 90: Velikost [mm] nedostatkových objemů v povodí Blšanky v období 2020–2050 a 2070–2100 podle scénářů klimatu.

Četnost výskytu a velikosti nedostatkových objemů podle scénářů klimatu jsou pro povodí Loděnice znázorněny na níže uvedených obrázcích 91, 92, 93 a 94. Ze všech obrázků je patrný takřka stejný průběh vývoje výskytu nedostatkových objemů jako v případě povodí Blšanky. Obrázky tak potvrzují fakt, že v období 2020–2050 nedostatkové objemy neodpovídají vývoji scénářů klimatu, kdežto v období 2070–2100 je již průběh souhlasný. Při porovnání obou povodí je zřejmé, že vyšší hodnoty výskytu nedostatkových měsíců vykazuje podle scénářů klimatu Blšanka. Nejpesimističtější scénář RCP 8.5 předpovídá během období 2070–2100 v povodí Blšanky výskyt 152 hydrologicky suchých měsíců, přičemž v případě Loděnice lze v povodí podle stejného scénáře očekávat měsíců „pouze“ 106. Nejoptimističtější scénář koncentrací RCP 2.6 předpovídá během období 2070–2100 v povodí Loděnice nedostatkový objem 46,85 mm. Naopak nejpesimističtější scénář RCP 8.5 očekává ve stejném období vodní deficit v povodí Loděnice dokonce 60,7 mm. Nutno však podotknout, že se nejedná o standardizované nedostatkové objemy.



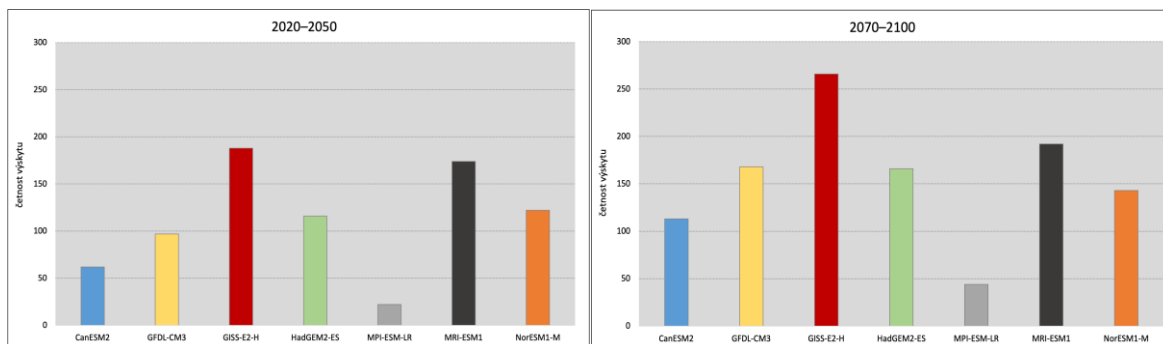
Obrázek 91 a 92: Výskyt nedostatkových objemů v povodí Loděnice v období 2020–2050 a 2070–2100 podle scénářů klimatu.



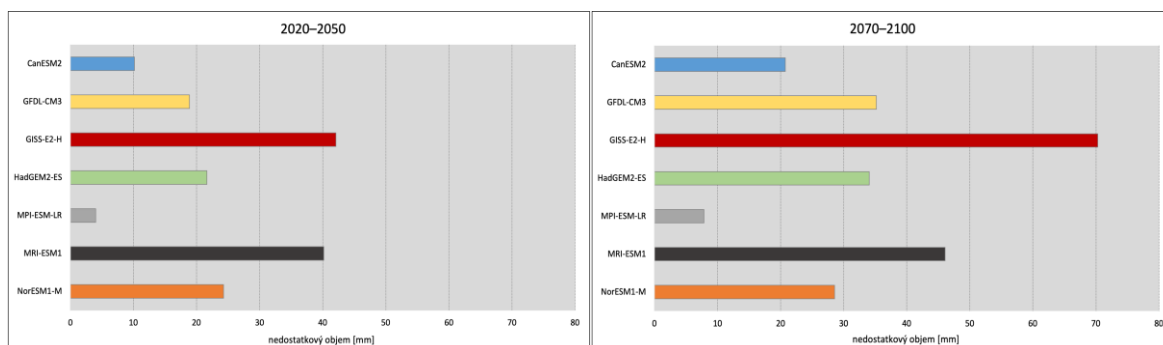
Obrázek 93 a 94: Velikost [mm] nedostatkových objemů v povodí Loděnice v období 2020–2050 a 2070–2100 podle scénářů klimatu.

6.7.1.2 Podle globálních klimatických modelů (GCM)

Ve druhé části této podkapitoly byly nedostatkové objemy vyhodnoceny podle jednotlivých globálních klimatických modelů. Nejprve je analogicky jako v předchozí analýze zobrazeno povodí Blšanky, následně pak povodí Loděnice. Pro jednotlivá povodí byly stanoveny jak četnosti výskytu, tak velikosti nedostatkových objemů. Na obrázcích 95 a 96 jsou zobrazeny rozložení nedostatkových objemů v povodí Blšanky, přičemž levý obrázek znázorňuje období 2020–2050 a pravý období 2070–2100. Z obou obrázků je patrné, že všechny scénáře předpokládají nárůst nedostatkových objemů ve druhém scénářovém období oproti prvnímu. Nejpesimističtějším globálním klimatickým modelem je při vyhodnocení hydrologického sucha v povodí Blšanky model *GISS-E2-H*, podle kterého lze očekávat, že v období 2020–2050 se vyskytne celkem 188 hydrologicky suchých měsíců. V období 2070–2100 ten samý model předpokládá výskyt dokonce 266 měsíců, u kterých nebude prahová hodnota překonána. Naproti tomu nejoptimističtější globální klimatický model je *MPI-ESM-LR*, který v období 2020–2050 předpovídá 22 měsíců a v období 2070–2100 měsíců 44. Obrázky 97 a 98 zachycují velikosti nedostatkových objemů v povodí Blšanky. Na první pohled je patrné, že průběh nedostatkových objemů podle globálních klimatických modelů, co se velikostí týče, plně odpovídá předchozím dvou obrázkům, na kterých jsou zachyceny jejich výskyty. Při porovnání velikostí nedostatkových objemů v období 2020–2050 a 2070–2100 lze konstatovat, že všechny globální klimatické modely předpovídají jejich nárůst. Ten je nejmarkantnější v případě scénáře *GISS-E2-H*, který v prvním scénářovém období očekává velikost deficitu 42,1 mm a ve druhém dokonce 70,28 mm. Nejmenší rozdíly mezi obdobími naopak vykazuje nejoptimističtější globální klimatický model *MPI-ESM-LR*.

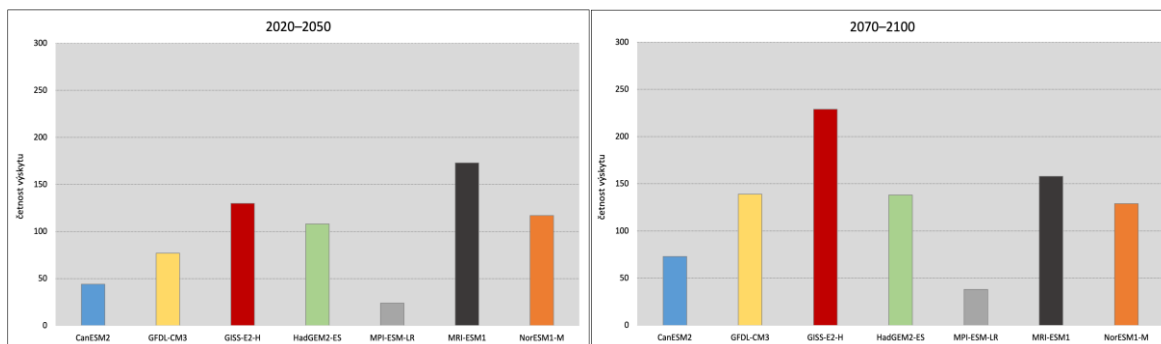


Obrázek 95 a 96: Výskyt nedostatkových objemů v povodí Blšanky v období 2020–2050 a 2070–2100 podle globálních klimatických modelů.

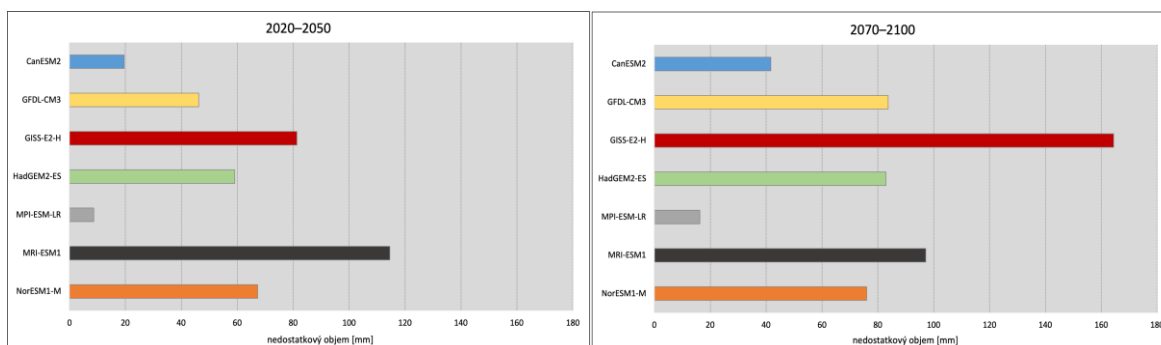


Obrázek 97 a 98: Velikost [mm] nedostatkových objemů v povodí Blšanky v období 2020–2050 a 2070–2100 podle globálních klimatických modelů.

Stejná analýza byla provedena i pro povodí Loděnice. Při porovnání obou povodí z hlediska globálních klimatických modelů lze usoudit, že vyšší četnosti výskytu nedostatkových objemů lze očekávat v povodí Blšanky. Velikosti nedostatkových objemů však znázorňují pravý opak. Na prvních dvou obrázcích (99 a 100) je znázorněn výskyt nedostatkových objemů v povodí Loděnice během období 2020–2050 a 2070–2100. V prvním scénářovém období se podle nejpesimističtějšího modelu *MRI-ESM1* předpokládá výskyt celkem 173 měsíců, které lze označit za hydrologicky suché, protože jejich průměrný měsíční odtok nedosáhl stanovené prahové hodnoty. V období 2070–2100 byl nejpesimističtějším modelem, stejně jako v povodí Blšanky, *GISS-E2-H*. Podle něj se v tomto období vyskytne celkem 229 hydrologicky suchých měsíců. Jak v prvním, tak ve druhém scénářovém období představuje nejoptimističtější globální klimatický model *MPI-ESM-LR*. Na dalších dvou obrázcích (101 a 102) jsou uvedeny vypočtené velikosti nedostatkových objemů v povodí Loděnice. Podle nejpesimističtějšího globálního klimatického modelu období 2020–2050 (*MRI-ESM1*) lze očekávat nedostatkový objem 114,6 mm. Během období 2070–2100 se však předpokládá, že vodní deficit vzroste až k hodnotě 164,4 mm, a to podle modelu *GISS-E2-H*.



Obrázek 99 a 100: Výskyt nedostatkových objemů v povodí Loděnice období 2020–2050 a 2070–2100 podle globálních klimatických modelů.



Obrázek 101 a 102: Velikost [mm] nedostatkových objemů v povodí Loděnice v období 2020–2050 a 2070–2100 podle globálních klimatických modelů.

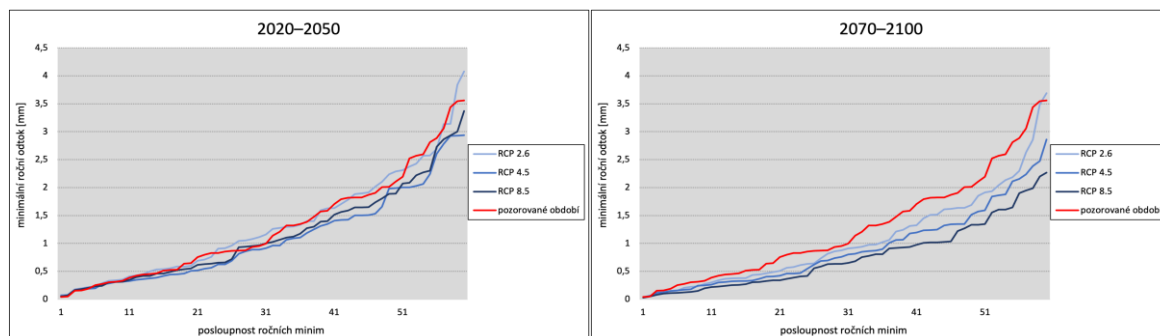
6.7.2 Porovnání minimálních ročních odtoků

Pro poukázání možných výskytů hydrologického sucha v kontextu klimatické změny byly ve druhé části použity minimální roční odtoky. Jejich hodnoty byly porovnány mezi pozorovaným obdobím a dvěma scénářovými obdobími (2020–2050 a 2070–2100). Vyhodnocení minimálních zůstatkových odtoků bylo provedeno jak na základě klimatických scénářů, tak na základě globálních klimatických modelů (GCM).

6.7.2.1 Podle scénářů klimatu

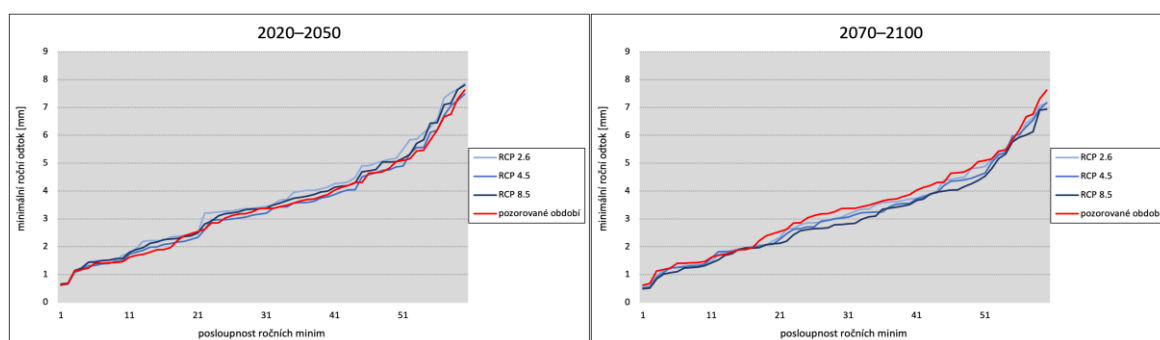
Na prvních dvou níže uvedených obrázcích (102 a 103) je zachycen výskyt minimálních ročních odtoků v povodí Blšanky během období 2020–2050 (obrázek 103) a období 2070–2100 (obrázek 104). Z obrázku 103 je patrné, že vývoj minim podle scénáře RCP 2.6 je téměř analogický s vývojem minimálních ročních odtoků v pozorovaném období. Další dva klimatické scénáře RCP 4.5 a RCP 8.5 však předpovídají v období 2020–2050 nižší hodnoty ročních minim oproti pozorovanému období. Vývoj minimálních ročních odtoků v povodí Blšanky během scénářového období 2070–2100 je zachycen na obrázku 104. Na něm si lze všimnout, že oproti předchozímu scénářovému období 2020–2050 zde vývoj minimálních

ročních odtoků odpovídá vývoji koncentrací. Nejpesimističtější scénářem tak je RCP 8.5, naopak nejoptimističtější RCP 2.6.



Obrázek 103 a 104: Srovnání minimálních ročních odtoků podle scénářů klimatu v pozorovaném období, v období 2020–2050 a 2070–2100 – povodí Blšanka.

Výskyt minimálních ročních odtoků v povodí Loděnice lze vidět na obrázcích 105 a 106. Na první pohled je patrné, že hodnoty ročních minim jsou vyšší než v povodí Blšanky. Obrázek 105 reprezentuje vývoj minimálních ročních odtoků v prvním scénářovém období, tedy v období 2020–2050. Z obrázku je zřejmé, že vývoj minim v tomto období je podle scénářů RCP téměř shodný s vývojem v pozorovaném období. Patrný pokles minimálních ročních odtoků je očekáván v povodí Loděnice během období 2070–2100 (obrázek 106). Nejpesimističtější scénářem klimatu je v tomto období opět RCP 8.5. Při porovnání vybraných povodí jsou však na první pohled zřejmé rozdíly ve vývoji minimálních ročních odtoků v závislosti na jednotlivých klimatických scénářích. V povodí Blšanky je závislost mnohem prokazatelnější, zejména pak během období 2070–2100.

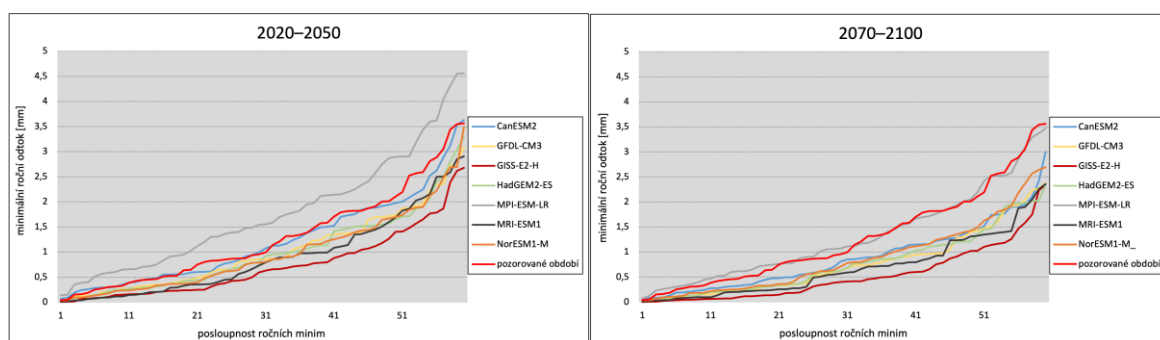


Obrázek 105 a 106: Srovnání minimálních ročních odtoků podle scénářů klimatu v pozorovaném období, v období 2020–2050 a 2070–2100 – povodí Loděnice

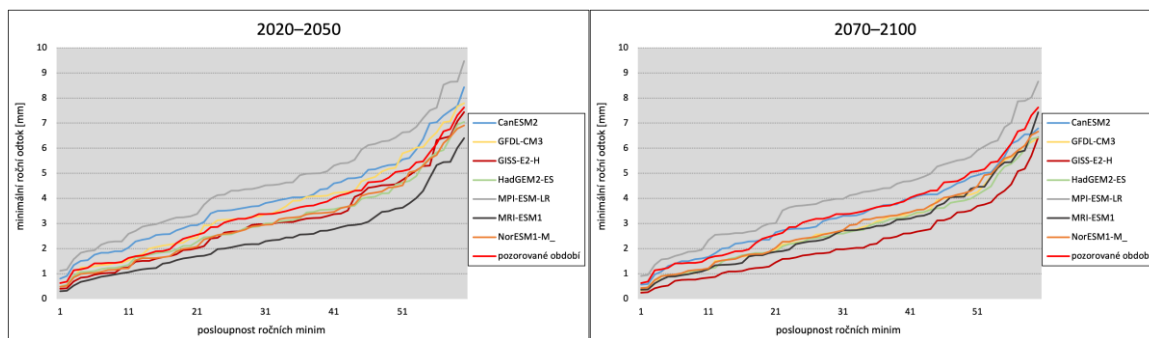
6.7.2.2 Podle globálních klimatických modelů (GCM)

Ve druhé části této podkapitoly jsou minimální roční odtoky stanoveny na základě globálních klimatických modelů. Na prvních dvou obrázcích (107 a 108) je zobrazeno povodí

Blšanky. Z obrázků je na první pohled patrné, že v naprosté většině případů modely předpovídají zcela prokazatelný pokles minimálních ročních odtoků v obou scénářových obdobích. Při pohledu na obrázek 107, kde je znázorněn vývoj minim v období 2020–2050, si lze všimnout, že nejnížší hodnoty minimálních ročních odtoků předpovídá model *GISS-E2-H*. Naopak neoptimističtější vývoj v prvním scénářovém období lze očekávat podle modelu *MPI-ESM-LR*. V období 2070–2100 lze očekávat, že hodnoty minimálních ročních odtoků ještě poklesnou. Prokazatelný pokles minim v tomto období předpovídá i model *MPI-ESM-LR*, podle kterého se vývoj minimálních ročních odtoků v období 2070–2100 téměř shoduje s vývojem v pozorovaném období 1980–2010. Na obrázcích 109 a 110 je zobrazeno povodí Loděnice. Na první pohled je zřejmé, že hodnoty minimálních ročních odtoků jsou opět vyšší než v povodí Blšanky. Obrázek 109 zachycuje porovnání vývoje minim na základě globálních klimatických modelů v období 2020–2050 s minimálními ročními odtoky zaznamenanými v pozorovaném období 1980–2010. Z obrázku 109 je patrné, že nejen *MPI-ESM-LR*, ale i modely *CanESM2* a *GFDL-CM3* přepokládají lehký nárůst minim v období 2020–2050. Nejpesimističtějším modelem, podle kterého lze očekávat v prvním scénářovém období nejnížší hodnoty minimálních ročních odtoků, je *MRI-ESM1*. Na dalším obrázku 110 je zobrazeno porovnání minim zaznamenaných v pozorovaném období s hodnotami minim v období 2070–2100. V tomto období lze očekávat vyšší hodnoty minimálních ročních odtoků pouze podle modelu *MPI-ESM-LR*. Na rozdíl od něj však ostatní globální klimatické modely přepokládají jejich pokles. Nejpesimističtější hodnoty minimálních ročních odtoků vykazuje v tomto období model *GISS-E2-H*.



Obrázek 107 a 108: Srovnání minimálních ročních odtoků podle globálních klimatických modelů v pozorovaném období, v období 2020–2050 a 2070–2100 – povodí Blšanka.



Obrázek 109 a 110: Srovnání minimálních ročních odtoků podle globálních klimatických modelů v pozorovaném období, v období 2020–2050 a 2070–2100 – povodí Loděnice.

7 SHRNUÍ VÝSLEDKŮ A DISKUZE

7.1 Souhrn výsledků

Práce je rozčleněna do deseti hlavních kapitol, které se dále dělí na jednotlivé podkapitoly. Stěžejní částí jsou výsledky. V nich je v první řadě uveden postup kalibrace, ke které byly v případě Blšanky použity časové řady z let 1969–2019 a v případě Loděnice z období 1977–2019. Za pomoci takto dlouhých časových řad byl kalibrován hydrologický model BILAN, respektive jeho osm parametrů. Ke kalibraci byl jako optimalizační kritérium zvolen logaritmický Nash-Sutcliffe, pomocí něhož bylo dosaženo relativně uspokojivých výsledků (Blšanka – 0.72, Loděnice 0.76). Takto získaných osm parametrů sloužilo k odhadu změn nejen odtoků, ale i změn v hydrologické bilanci.

V další části výsledků jsou identifikovány trendy jednotlivých hydrometeorologických veličin v období 1961–2020. Při porovnání obou povodí byly úhrny srážek v pozorovaném období zaznamenány vyšší v případě Loděnice. Průměrný roční úhrn Loděnice činil 553 mm a Blšanky 502 mm. Zde je třeba podotknout, že oproti teplotě vzduchu nevykazují hodnoty srážek tak patrný rostoucí trend. Nejvyšší zaznamenaná teplota vzduchu v obou povodích byla identifikována v posledním sledovaném roce 2020. Důležitou složkou hydrologické bilance je evapotranspirace. Její hodnoty vykazují ve vybraných povodích oproti zbytku Česka značně nadprůměrné hodnoty. Klesající trend byl během pozorovaného období zjištěn v odtoku. Nižší hodnoty odtoku vykazuje Blšanka, což může být způsobeno vyšší efektem srážkového stínu Krušných hor.

Scénářové řady byly vytvořeny na základě šestnácti simulací ze sedmi globálních klimatických modelů (GCM) a tří scénářů klimatu (RCP). Přehled změn klimatu ovlivněných srážek a teplot vzduchu v období 2020–2050 a 2070–2100 je uveden v tabulkách 11 a 12. Téměř všechny simulace předpokládají nárůst srážkové činnosti v obou scénářových obdobích. V případě teploty vzduchu vykazuje její nárůst všech šestnáct simulací. Pro detailnější analýzu byly simulace rozříděny podle jednotlivých RCP a GCM, přičemž pokles srážkové činnosti je předpokládán pouze u několika globálních klimatických modelů. Růst teploty vzduchu je však očekáván podle všech projekcí.

Součástí výsledků je vyhodnocení změn odtokových poměrů v průběhu roku během scénářových období. Většina simulací předpokládá posun jarní doby tání především do ledna, a pokles letních odtoků. Zároveň bude docházet ke zvyšování rozdílu mezi minimálními

a maximálními odtoky během roku. Zde je třeba podotknout, že jedním z odhadů dopadů změny klimatu v této práci je fakt, že díky poklesu letních odtoků bude častěji docházet k častějšímu výskytu sucha. Vlivem změny klimatu lze očekávat i změny mezi jednotlivými složkami hydrologické bilance. Podstatnou roli v ní hraje i evapotranspirace, u které je podle jednotlivých projekcí očekáván nárůst hodnot.

Stěžejní kapitolou je vyhodnocení hydrologického sucha za pomoci metody nedostatkových objemů a analýzy ročních minim. Na základě vytvořených simulací lze předpokládat, že četnosti výskytu a velikosti nedostatkových objemů v obou povodích porostou, a to podobným směrem. Patrnější nárůst lze očekávat především ve druhém scénářovém období 2070–2100. Nedostatkové objemy byly stanoveny jak na základě scénářů klimatu, tak na základě globálních klimatických modelů. Ve druhé části je hydrologické sucho analyzováno za pomoci minimálních ročních odtoků. Tento způsob nepředstavuje klasický způsob hodnocení hydrologického sucha, nicméně i podle něho lze velice dobře odhadovat budoucí vývoj tohoto extrémního jevu. Z výsledků je patrné, že oproti pozorovanému období bude docházet k nižším hodnotám ročních minimálních odtoků, a to především v období 2070–2100.

7.2 Sucho

Nejen v Česku, ale i všude po světě se stále více dostává do popředí problematika sucha. Právě nedostatek vody a s ním spojený výskyt hydrologického extrému v podobě sucha v mnohých případech podmiňuje vznik přírodních katastrof, které velmi často vedou až k děsivým dopadům. Sucho představuje extrémní hydrologický jev, který bývá v poslední době úzce spojován se změnami klimatu a jejími potenciálními dopady. Problematice sucha je proto v poslední době věnována stále větší pozornost, a to jak v široké veřejnosti, tak ve vědecké komunitě. Například v Česku vzniká mnoho projektů zabývajících se monitoringem a předpovídáním sucha. Dále je vytvářeno mnoho strategií a adaptačních plánů, které mají cíl alespoň částečně eliminovat vzniklé škody. Za zmínku stojí například online systém pro zvládání sucha HAMR (Vizina et al. 2018), který je vyvíjen vědci napříč mnoha institucemi. Nástroj HAMR funguje na bázi propojení několika modelů, které společně utváří pravděpodobný vývoj hydrologické situace. Účelem tohoto nástroje je vytvoření materiálů sloužících ke snazšímu řízení vodohospodářských soustav (Vizina et al. 2018).

Problematikou sucha se zabývalo mnoho autorů působících na Katedře fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty UK. Například Šachová (2013) zkoumala vliv klimatické změny na hydrologické sucho v podobném duchu, avšak v povodí horní Otavy. Oproti této závěrečné práci Bylo zjištěno, že se výskyt suchých period oproti minulosti téměř nezměnil. I přesto však uvádí, že jednotlivé klimatické modely předpovídají negativní dopady na výskyt deficitních průtoků. Výsledky její práce naznačují, že bude stejně jako v případě této závěrečné práce docházet k posunu tání sněhové pokrývky a tím pádem ke změně maximálních měsíčních průtoků. V závěru práce uvádí, že na povodí horní Otavy je třeba nahlížet jinak než například na vybrané povodí Blšanky, a to především z důvodu jiných klimatických a orografických poměrů (Šachová 2013).

Dalším z autorů působících na KFGG, který se věnoval hydrologickému suchu byl Vlach (2019). Ten svou závěrečnou práci situoval do pramenných oblastí Krušných hor, tedy do zcela odlišných fyzicko-geografických charakteristik povodí. I přesto však uvádí, že hodnoty průměrných a minimálních průtoků mají během pozorovaného období klesající trend. Mezi hlavní příčiny tohoto sestupného trendu a zvyšujícího se výskytu období sucha s velkou intenzitou považuje oteplování klimatu. Vlach (2019) ve své práci zároveň zmiňuje, že právě zvýšené teploty vzduchu vedou k menší akumulaci sněhové pokrývky v zimě a rychlejšímu tání na jaře. Společně se Šachovou (2013) podotýkají, že vlivem změny klimatu bude docházet ke změně odtokových poměrů v průběhu roku. Vlach svou závěrečnou práci z roku 2019 rozšířil v publikaci Vlach et al. (2020).

Ze zahraničních autorů se problematice hydrologického sucha věnovali například Hasan et al. (2019), Bachmair et al. (2016) nebo Van Loon (2015). Všichni autoři se shodují na tom, že hydrologické sucho představuje přírodní riziko, které může pokrývat rozsáhlá území a jeho působení může trvat měsíce až roky. Mishra, Singh (2010) zároveň tvrdí, že hydrologické sucho si kvůli jeho obrovským dopadům zaslouží mnohem více pozornosti. Komplexní rešerši o hydrologickém suchu je publikace Van Loon (2015). V ní jsou souhrnně představeny definice jednotlivých autorů, odlišná vymezení sucha a rozdílné způsoby hodnocení. Součástí publikace je definování zajímavých výzev pro hydrologickou odbornou komunitu. Za zmínku stojí publikace Nabih et al. (2021), ve které je zkoumáno hydrologické sucho v kontextu s ekologickým systémem, který je výskytem extrémních hydrologických jevů značně poškozován.

7.3 Změna klimatu

Změna klimatu představuje problém, který je v posledních letech ve společnosti velmi často diskutován, a to jak v široké veřejnosti, tak v odborných vědeckých komunitách. Změna klimatu má dopady na pestrou škálu odvětví spojených s lidskou činností, a proto se stává klíčovým předmětem celosvětové politiky. Vědecké poznatky jsou průběžně uváděny v hodnotících zprávách Mezivládního panelu pro změnu klimatu (IPCC). I přes rozdílné názory se většina autorů shoduje na tom, že jedním ze zásadních projevů změny klimatu je proces globálního oteplování, které je zcela prokazatelné. Brázdil, Trnka et al. 2015 zmiňují, že tímto procesem se rozumí nárůst průměrné teploty vzduchu na Zemi od osmdesátých let 19. století do současnosti. V páté hodnotící zprávě IPCC je uvedeno, že globální teplota vzduchu mezi lety 1880 a 2012 narostla o 0,85 °C (IPCC 2014). Podle této zprávy (IPCC 2014) se navíc pevnina ve srovnání s oceány otepluje dvakrát rychleji. Metelka, Tolasz (2009) ve své publikaci zmiňují, že klima se měnilo a měnit bude vždy. Přesto však uvádí, že antropogenní vlivy, zejména emise skleníkových plynů mají na utváření klimatu stále vyšší negativní podíl. Podle USGCRP (2017) se klima mění v reakci na přírodní i antropogenní faktory, jejichž vliv v poslední době převládá. Ke změně klimatu v současné době dochází především v důsledku hromadění emisí z industriální éry. USGCRP (2017) uvádí, že i kdyby byly koncentrace emisí okamžitě pozastaveny, globální průměrná teplota vzduchu by do konce století přesto vzrostla přibližně o 0,6 °C. To je patrně způsobeno díky klimatickým zpětným vazbám (USGCRP 2017). Metelka, Tolasz (2009) v závěru apelují na to, že vývoj klimatického systému v budoucnu závisí na dalších emisích skleníkových plynů.

Vodohospodářství představuje jeden ze sektorů, v kterých se dopady změn klimatu projevují. V současné době proto probíhá výzkum zabývající se zpřesňováním odhadů možných dopadů změny klimatu, který je veden Výzkumným ústavem vodohospodářským T. G. M a Akademií věd – Czech Globe. Například Hanel et al. (2011) ve své publikaci zmiňuje, že projekce téměř všech klimatických modelů předpovídají negativní dopady změny klimatu na vodní zdroje. Předpokládá, že růst teploty vzduchu bude probíhat i nadále, a zároveň bude docházet ke změně sezonality srážek. Součástí publikace je i návrh možných adaptačních opatření vedoucích k eliminaci dopadů změny klimatu (Hanel et al. 2011). Na tuto práci navazuje Mrkvičková et al. (2012), která vymezuje dva základní přístupy, pomocí kterých lze na změnu klimatu reagovat. Uvádí, že v prvním případě se jedná o tzv. mitigační přístup,

tedy že je třeba zmírňovat příčiny změny klimatu. Druhým přístupem je samotná adaptace na její dopady. V rozsáhlé studii se zaměřuje na povodí Orlice, Chrudimky a Blšanky.

7.4 Nejistoty výsledků

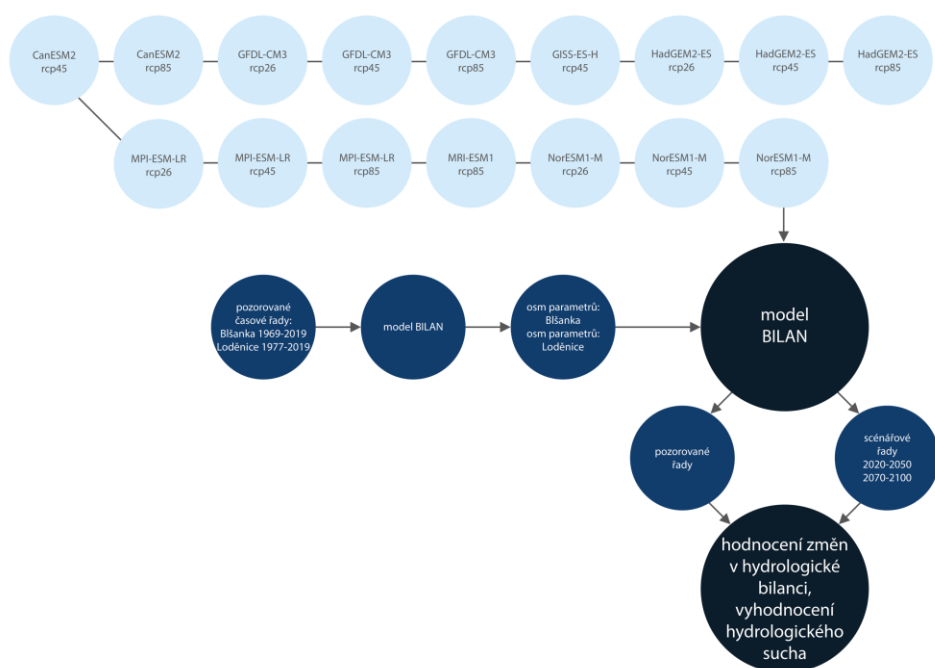
Hydrologické modelování představuje velice důležitý nástroj sloužící k řízení, vývoji a plánování v oblasti vodních zdrojů. Slouží zároveň k předpovídání hydrologických veličin potřebných pro návrh vodohospodářské infrastruktury a mnoha dalších opatřeních (Sezen et al. 2019). Strnad et al. (2020) uvádí, že v posledních desetiletích je tento nástroj využíván k modelování hydrologických extrémů – povodní a sucha. I přes širokou škálu využití je třeba si uvědomit, že proces hydrologického modelování je spjat s výskytem chyb a nejistot. Moravec (2016) v práci podobného typu uvedl, že i rekonstrukce průtoků na odtoky nebo přírůstková metoda může být zatížena systémovou chybou, a proto je třeba hovořit spíše o odhadech změn ve scénářových obdobích než o samotných výsledcích. Zároveň zmiňuje, že drobné nejistoty sebou nese i hydrologický model BILAN (Moravec 2016).

Použitých šestnáct projekcí pochází ze sedmi globálních klimatických modelů (GCM) z projektu CMIP5 (Taylor et al. 2012). Jelikož se jedná o data přímo z GCM, lze očekávat, že sebou přináší značné nejistoty, které Hanel et al. (2011) uvádí ve své publikaci. Jedná se především o chyby spojené s okrajovými podmínkami simulací globálních klimatických modelů, mezi které patří například množství emisí skleníkových plynů a množství dopadajícího slunečního záření. Nejistoty globálních klimatických modelů z projektu CMIP5 tak mají dopad i na tuto závěrečnou práci, protože v ní jsou použity výše zmíněné simulace. Jedna z velmi diskutabilních nejistot se týká srážkových úhrnů. Ve většině publikací je předpokládán pokles srážkové činnosti v letních měsících. Použité globální klimatické modely však předpovídají nárůst srážek téměř ve všech případech (strana 81; tabulka 11). Ke stejným závěrům dospěl i Štěpánek et al. (2019).

Hydrologický model BILAN použil Hanel et al. (2012), který společně s dalšími autory modeloval odhady změn hydrologického režimu v kontextu změn klimatu na základě patnácti regionálních klimatických modelů (RCM) pro 250 povodí v Česku. Oproti této práci tak byly využity scénářové řady pocházející z RCM, a navíc odvozeny tzv. jednoduchou přírůstkovou metodou. Hanel et al. (2012) došli k závěru, že ve většině povodí bude v důsledku vyšší teploty vzduchu docházet k posunu doby tání z dubna na leden až únor. Autoři na závěr zmiňují, že v modelovaných povodích je předpokládán pokles odtoků od dubna do října. Publikace

Hanel et al. (2012) se tak z velké části shoduje s výsledky této závěrečné práce. Její součástí je zároveň vyhodnocení hydrologického sucha pomocí metody nedostatkových objemů. Ty použil Hanel et al. (2013) ve své práci, která se zaměřovala na hodnocení účinnosti technických opatření. Autoři v publikaci zmiňují, že na základě scénářů klimatu lze v Česku očekávat zvýšení četnosti a velikosti deficitních objemů (Hanel et al. 2013).

Závěrem kapitoly je třeba zmínit, že předložená závěrečná práce sebou nese mimo výše zmíněných nejistot i další problematické aspekty. Například hodnocení hydrologického sucha na základě měsíčních dat nemusí detailně vystihnout krátce se vyskytující suché periody. Nicméně Bonacci (1993) uvádí, že charakterizovat hydrologické sucho v měsíčním kroku přesto lze. Ve své práci například zmiňuje, že měsíční hodnoty představují dostatečně dlouhou dobu na to, aby v časových řadách byly zaznamenány regionální závislosti a jednotlivá specifika.



Obrázek 111: Přehledné schéma znázorňující postup tvorby scénářových řad a provedení simulací (zdroj: vlastní zpracování)

8 ZÁVĚR

Závěrečná práce „Hydrologické sucho v kontextu změny klimatu: Případová studie v povodí Blšanky a Loděnice“ si kladla za cíl vyhodnotit a srovnat vývoj hydrologického sucha ve vybraných povodích. Nejprve je provedena literární rešerše hydrologického sucha a změny klimatu. Poté je představena fyzicko-geografická charakteristika vybraných povodích. Pro účely práce byl vybrán hydrologický model BILAN, pomocí něhož byly simulovány odhady dopadů změny klimatu v povodí Blšanky a Loděnice. Použity byly výstupy ze šestnácti simulací vytvořených ze sedmi globálních klimatických modelů a tří scénářů klimatu. Změnou klimatu ovlivněné podmínky posloužily k tvorbě budoucích scénářových řad blízké (2020–2050) a vzdálené (2070–2100) budoucnosti. Díky takto vytvořeným řadám byly identifikovány změny v distribuci a sezonalitě odtoků a změny v hydrologické bilanci. V závěru práce je vyhodnoceno hydrologické sucho za pomoci nedostatkových objemů a analýzy ročních minimálních odtoků. Výsledky závěrečné práce jasně naznačují, že v povodí Blšanky i Loděnice lze očekávat pokles odtoků především v letním období, vyšší četnosti výskytu a velikosti nedostatkových objemů a nižší hodnoty ročních minimálních odtoků. Na základě těchto výsledků lze v povodí Blšanky a Loděnice očekávat častější výskyt hydrologického sucha.

9 POUŽITÁ LITERATURA A ZDROJE

9.1 Literatura

ANSORGE, L. (2012): Změna přístupu ke tvorbě nových scénářů klimatické změny pro pátou hodnotící zprávu IPCC. Vodní hospodářství, 5, 5 s.

BACHMAIR, S., STAHL, K., COLLINS, K., HANNAFORD, J., ACREMAN, M., SVOBODA, M., KNUTSON, C., SMITH, K. H., WALL, N., FUCHS, B., CROSSMAN, N. D. (2016): Drought indicators revisited: the need for a wider consideration of environment and society. Wiley Interdisciplinary Reviews: Water, 3(4), s. 516–536.

BAKKE, S. J., IONITA, M., TALLAKSEN, L., M. (2020): The 2018 northern European hydrological drought and its drivers in a historical perspective. Hydrology and Earth System Sciences, 24, s. 5621–5653.

BARNETT, T. P., ADAM, J. C., LETTENMAIR, D. P. (2005): Potencial impacts of warming climate on water availability in snow-dominated regions. Nature 438, s. 303–309.

BALATKA, B., KALVODA J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie Praha, Praha, 79 s.

BELDA M., PIŠOFT P., ŽÁK M. (2015). Výstupy regionálních klimatických modelů na území ČR pro období 2015–2060. Matematicko-fyzikální fakulta UK, Praha, 61 s.

BERAN, A., HORÁČEK, S., HANEL, M. (2011): Zjednodušení metody výpočtu potencionální evapotranspirace v nové verzi modelu Bilan. Vodohospodářské technickoekonomické informace, 53(3), s. 17–20.

BERAN, A., HANEL, M., NESLÁDKOVÁ, M., VIZINA, A. (2016): Increasing water resources availability under climate change. Procedia Engineering, 162, s. 448–454.

BERAN, A. (2019): Změny hydrologické bilance vlivem klimatické změny a možnosti adaptačních opatření. Disertační práce, KVHEM ČZU, Praha, 161 s.

BÍNA, J., DEMEK, J. (2012): Z nížin do hor – geomorfologické jednotky České republiky. Academia, Praha, 544 s.

BRÁZDIL, R., TRNKA, M., et al. (2015): Sucho v českých zemích: minulost, současnost, budoucnost. Centrum výzkumu globální změny Akademie věd České republiky, v.v.i, Brno, 402 s.

BRUNETTI, M., PRODI, F. (2015): The climate system. EPJ Web of Conferences, 98(02001), 16 s.

BRUTHANS, J., MAREŠ, J., KARATAS, T. (2021): Nové poznatky o krasových pramenech ve Svatém Janu pod Skalou a příčiny extrémně nízkých průtoků Loděnice v letech 2018 a 2019. Český kras, 46, s, 28–36.

BONACCI, O. (1993): Hydrological identification of drought. Hydrological Processes, 7, s. 249-262.

BURIAN (2019): Hydrologické sucho v povodí Loděnice. Bakalářská práce, Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 82 s.

DEMEK, J., MACKOVČIN, P. (eds.), et al. (2006): Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČR. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Brno.

DICKINSON, R. E., ERRICO, R. M., GIORGI, F., BATES, G. T. (1989): A regional climate model for the western United States. Climatic Change, 15, s. 383–422.

DOMÁČÍ, L. (1975): Plaveniny řeky Blšanky. Česká geologická služba, Praha, 42 s.

DONNELLY, CH., GREUELL, W., ANDERSSON, J., GERTEN, D., PISACANE, G., ROUDIER, P., LUDWIG, F. (2017): Impacts of climate change on European hydrology at 1.5, 2 and 3 degrees mean global warming above preindustrial level. Climatic Change, 143, s. 13–26.

DUAN, Q., SOROOSHIAN, S., GUPTA, V. K. (1994): Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. Journal of Hydrology, 158, s. 265–284.

FARDA, A. (2008): Dynamický downscaling teploty vzduchu v oblasti střední Evropy. Disertační práce, Matematicko-fyzikální fakulta UK, Praha, 86 s.

FUSS, S., CANADELL, G. P., et al. (2014): Betting on negative emissions. Nature Climate Change, 4, s. 850–853.

GETTELMAN, A., ROOD, R. B. (2016): Components of the Climate system. In: Gettelman, A., Rood, R. B.: Demystifying Climate Models. Earth Systems Data and Models 2, Springer, Berlin, Heidelberg, 274 s.

GIDROMETEOIZDAT (1976): Rekomendacii po rascotu isparenija s poverchnosti suši. Gidrometeoizdat, Leningrad.

GIORGI, F. (2019): Thirty years of regional climate modeling: Where are we and where are we going next? Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 124, s. 5696–5723.

GUMBEL, E. J. (1963): Statistical forecast of droughts. Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology 8, s. 5–23.

HANEL, M., KAŠPÁREK, L., MRKVIČKOVÁ, M., HORÁČEK, S., VIZINA, A., NOVICKÝ, O., FRIDRICHOVÁ, F. (2011): Odhad dopadů klimatické změny na hydrologickou bilanci v ČR a možná adaptační opatření. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v. v. i., Praha, 108 s.

HANEL, M., VIZINA, A., MÁCA, P., PAVLÁSEK, J. (2012): A multi-model assessment of climate change impact on hydrological regime in the Czech Republic. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 60(3), s. 152–161.

HANEL, M., KAŠPÁREK, L., PELÁKOVÁ, M., BERAN, A., VIZINA, A. (2013): Evaluation of changes in deficit volumes: Support for protection of localities suitable for construction of reservoirs. Proceedings of H09, IAHS-IAPSO-IASPEI Assembly, Gothenburg, Sweden.

HANEL, M., MRKVIČKOVÁ, M., MÁCA, P., VIZINA, A., PECH, P. (2013): Evaluation of simple statistical downscaling methods for monthly regional climate model simulations with respect to the estimated changes in runoff in the Czech Republic. Water Resources Management, 27, s. 5261–5279.

HASAN, H., H., RAZALI, S., F., M., MUHAMMAD, N., S., AHMAD, A. (2019): Research Trends of Hydrological Drought: A Systematic Review, Water, 11(2252), 19 s.

HISDAL, H., STAHL, K., TALLAKSEN, L. M., DEMUTH, S. (2001): Have droughts in Europe become more severe or frequent? International Journal of Climatology, 21(3), 317–333 s.

HISAL, H., et al. (2007): Climate change signals in streamflow data in the Nordic and Baltic region. In Proceedings of the Third International Conference on Climate and Water, Helsinki, Finland, 3–6, s. 1–6.

HLADNÝ, J. (2009): Druhy sucha. In: Němec, J., Kopp, J. (eds.): Vodstvo a podnebí v České republice. Ministerstvo zemědělství České republiky, Consult Praha, 66 s.

HÖÖK, M., SIVERTSSON, ALEKLETT, K. (2010): Validity of the fossil fuel production outlooks in the IPCC Emission Scenarios. Natural Resources Research, 19(2), s. 63–81

HORÁČEK, S., et al. (2009): Vývoj modelu hydrologické bilance–Bilan. Vodohospodářské technickoekonomické informace, 51, s. 2–5.

HORÁČEK, S., KAŠPÁREK L., et al. (2011): Možnosti zmírnění současných důsledků klimatické změny zlepšením akumulční schopnosti v povodí Rakovnického potoka. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v. v. i., Praha, 164 s.

CHLUPÁČ, I. (1988): Geologické zajímavosti pražského okolí. Academia, Praha.

JAKUBCOVÁ, M., MÁCA, P., PECH, P. (2015): Parameter Estimation in Rainfall-Runoff Modelling Using Distributed Versions of Particle Swarm Optimization Algorithm. Mathematical Problems in Engineering, 2015, 13 s.

JANSKÝ, B. (2017): Vstupuje lidstvo do globální vodní krize? Geografické rozhledy, 27(1), s. 4–7.

JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2007): Retenční potenciál v pramenných oblastech toků. In: Langhammer, J. (ed.): Povodně a změny v krajině. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze a Ministerstvo životního prostředí ČR, Praha, 307–315.

JENÍČEK, M. (2006). Rainfall-runoff modelling in small and middle-large catchments – an overview. Geografie, 111(3), s. 305–313

JOHANOVSKÝ, Z., WOLF, P., et al. (1985): Hodnocení suchého období let 1982–4 v profilech vybraných nádrží ČSR. ČHMÚ, Praha, 36 s.

JONES, C., HUGHES, J., BELLOUIN, N., et al. (2011) The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations. Geoscientific Model Development, 4(3), s. 543–570.

KADLEC, J. (2004): Modelování erozních procesů v povodí Blšanky. Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 93 s.

KAŠPÁREK, L., HORÁČEK, S., PAVLÁSEK, J. (2011): Možnosti zmírnění dopadů klimatické změny na hydrologický režim v povodí Rakovnického potoka. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, Praha.

KLUKOVÁ, Z. (2016): Analýza a zhodnocení skupinových simulací regionálních klimatických modelů v Evropě pro vybrané scénáře skleníkových plynů. Diplomová práce, Matematicko-fyzikální fakulta UK, Praha, 86 s.

KRAAIJENBRINK, P. (2013): Advanced Delta Change Method: Extension of an application to CMIP5 GCMs. Royal Netherlands Meteorological Institute, 76 s.

KREJČOVÁ, Z. (2017): Statistický downscaling extrémních hodnot teploty. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 65 s.

KVASNICÁK, J. (2010): Analýza výstupů regionálních klimatických modelů s vysokým rozlišením. Diplomová práce, Matematicko-fyzikální fakulta UK, Praha, 100 s.

KVÁŠOVSKÝ, J. (2005): Jakost povrchových vod a znečištění sedimentů těžkými kovy v povodí Loděnice. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 195 s.

LLOYD-HUGHES, B. (2014): The impracticality of a universal drought definition. *Theoretical and Applied Climatology*, 117(3-4), s. 607-611.

MELIŠOVÁ, E., VIZINA, A., STAPONITES, L., R., HANEL, M. (2020): The Role of Hydrological Signatures in Calibration of Conceptual Hydrological Model. *Water*, 12 (3401), 15 s.

METELKA, L., TOLASZ, R. (2009): Klimatické změny: fakta bez mýtů. Univerzita Karlova v Praze, Centrum pro otázky životního prostředí, Praha, 35 s.

MIKŠOVSKÝ, J., PIŠOFT, P., RAIDL, A. (2008): Global Patterns of Nonlinearity in Real and GCM-Simulated Atmospheric Data. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 112, s. 17–34.

MISHRA, A. K., SINGH, V. P. (2010): A review of drought concepts. *Journal of hydrology*, 391, s. 202–216.

- MÍSAŘ, Z., HAVLENA, V., WEISS, J. (1983): Geologie ČSSR I: Český masív. SPN, Praha.
- MORAVEC, V. (2016): Změna vodnosti povodí Hačky s ohledem na předpokládanou změnu klimatu. Diplomová práce, KVHEM ČZU, Praha, 93 s.
- MORTON, A. (1993): Mathematical models: questions of trustworthiness, *British Journal for the Philosophy of Science*, 44, s. 659–614.
- MOSS, R., EDMONDS, J., et al. (2010): The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463, s. 747–756.
- MRKVIČKOVÁ, M., KOŽÍN, R., HANEL, M., BERAN, A., BRABEC, J., NOVICKÝ, O., FRIDRICHOVÁ, R. (2012): Navrhování adaptačních opatření pro snižování dopadů klimatické změny na hydrologickou bilanci. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, Praha, 133 s.
- MÜLLER, V. a kol. (1991): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů – Kladno, Beroun. Český geologický ústav, Praha.
- NABIH, S., TZORAKI, O., ZANIS, P., TSIKERDEKIS, T., AKRITIDIS, D., KONTOTHEORGOS, I., BENAABIDATE, L. (2021): Alteration of the Ecohydrological Status of the Intermittent Flow Rivers and Ephemeral Streams Due to the Climate Change Impact (Case Study: Tsiknias River). *Hydrology*, 8(43), 26 s.
- NALBANTIS, I., TSAKIRIS, G. (2009): Assessment of hydrological drought revisited. *Water Resources Management*, 23, 881–897.
- NIEMEYER, S. (2008): New drought indices. In: López-Francos, A. (ed.): *Drought management: scientific and technological innovations*. CIHEAM. Options Méditerranéennes, Zaragoza, s. 267–274.
- NOVÁČEK, P., SCHAUER, T. (2010): *Learning from the Futures*, Palackého Univerzita, Olomouc, 2010, s. 7–79
- NOVICKÝ, O., KAŠPÁREK, L., FRIDRICHOVÁ, R., FIALA, T., BRZÁKOVÁ, J., KOURKOVÁ, H., TREML, P., VACULÍK, M. (2008): Časová a plošná variabilita hydrologického sucha v podmínkách klimatické změny na území České republiky. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v. v. i., Praha, 59 s.

NOVICKÝ, O., KAŠPÁREK, L., HANSLÍK, E., VLAS, R., VIZINA, A., FIALA, T., BRZÁKOVÁ, J., LEDVINKA, O., KOURKOVÁ, H., FRIDRICHOVÁ, R. (2010): Časová a plošná variabilita hydrologického sucha v podmínkách klimatické změny na území České republiky. Závěrečná zpráva. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v. v. i., Praha.

LOUDIN, L., MOULIN, L., BENDJOUDI, H., RIBSTEIN, P. (2010): Estimating potential evapotranspiration without continuous daily data: possible errors and impact on water balance simulation. *Hydrological Sciences Journal*, 55 (2), s. 209–222.

PALMER, W. C. (1965): Meteorological drought. Research Paper No. 45. US Weather Bureau, Washington DC.

PEÑA-GALLARDO, M., et al. (2019): Complex influences of meteorological drought time-scales on hydrological droughts in natural basins of the contiguous United States. *Journal of Hydrology*, 568, s. 611–625.

PEŠEK, J. (1979): Geologie sedimentárních pánví českého masívu. Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 91 s.

PRÁŠIL, P. (1996): Podmínky pro erozi v povodí Blšanky. Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 68 s.

PRETEL, J. ed. (2011): Zpřesnění dosavadních odhadů dopadů klimatické změny v sektorech vodního hospodářství, zemědělství a lesnictví a návrhy adaptačních opatření (V). ČHMÚ, závěrečná zpráva o řešení projektu VaV SP/1a6/108/07 za období 2007–2011, 67 s.

QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Československá akademie věd, Geografický ústav, Brno.

ŘIČICOVÁ, P., DAŇHELKA, J., NÁVOJOVÁ, H., KOURKOVÁ, H. (2004): Sucho v českých povodích v roce 2003. *Vodní hospodářství*, 54(2), s. 25–29.

SEIBERT, J. (1999): Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model, *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-99, s. 279–293.

SEZEN, C., BEZAK, N., BAI, Y., ŠRAJ, M. (2019): Hydrological modelling of karst catchment using lumped conceptual and data mining models. *Journal of Hydrology*, 576, s. 98–110.

SHABALOVA, M. V., DEURSEN, W. P. A., BUIHAND, T. A. (2003): Assessing future discharge of the river Rhine using regional climate model integrations and a hydrological model. *Climate Research*, 23, s. 233–246.

SKÁLA, V. (2017): Hydrologické sucho v pramenných oblastech šumavských toků. Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 77 s.

SMITH, J. B., HULME, M. (1998): Climate change scenarios Chapter 3 In: Feenstra, J., Burton, I., Smith, J.B. and Tol, R.S.J., Eds., *Handbook on Methods of Climate Change Impacts Assessment and Adaptation Strategies*, Version 2.0, Vrije Universiteit, United Nations Environment Programme and Institute for Environmental Studies, Amsterdam, s. 3–40.

STAHL, K. (2001): Hydrological drought – A Study Across Europe. Dissertation Thesis. Albert–Ludwig Universität, Freiburg, 121 s.

STAHL, K., HISDAL, H., HANNAFORD, J., TALLAKSEN, L. M., VAN LANEN, H. A. J., SAUQUET, E., DEMUTH, S., FENDEKOVÁ, M., JODAR, J. (2010): Streamflow trends in Europe: evidence from a dataset of near-natural catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, European Geosciences Union, 14, s. 2367–2382.

STRNAD, F., MORAVEC, V., MARKONIS, Y., MÁCA, P., MASNER, J., STOČES, M., HANEL, M. (2020): An Index-Flood Statistical Model for Hydrological Drought Assessment. *Water*, 12(1213), 17 s.

STORN, R., PRICE, K. (1997): Differential Evolution – A Simple and Efficient Heuristic for global Optimization over Continuous Spaces. *Journal of Global Optimization* 11, s. 341–359.

ŠACHOVÁ, B. (2013): Vliv klimatické změny na hydrologické sucho v povodí horní Otavy. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 104 s.

ŠERCL, P., et al. (2008): Assessment of methods for area precipitation estimates, *Meteorological Bulletin*, Czech Hydrometeorological Institute, 61(2), s. 33–43.

ŠTĚPÁNEK, P., ZAHRADNÍČEK, P., HUTH, R. (2011): Interpolation techniques used for data quality control and calculation of technical series: an example of a Central European daily time series. *IDŐJÁRÁS – Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, 115(1–2), s. 87–98.

ŠTĚPÁNEK, P., TRNKA, M., MEITNER, J., DUBROVSKÝ, M., ZAHRADNÍČEK, P., LHOTKA, O., SKALÁK, P., KYSELÝ, J., FARDA, A., SEMERÁDOVÁ, D. (2019): Očekávané klimatické podmínky v České republice. Ústav výzkumu globální změny, Akademie věd České republiky, Brno.

TALLAKSEN, L. M., VAN LANEN, H. A. (2004): Hydrological Drought: Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. *Developments in Water Science* 48. Elsevier Science B. V., Amsterdam, 579 s.

TAYLOR, K. E., RONALD, J. S., MEEHL, G. A. (2012): An overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), s. 485–498.

TREML, P. (2011): Největší sucha na území České republiky v období let 1875–2010. *Meteorologické zprávy*, 64, s. 168–176.

TREML, P., HANEL, M., et al. (2012): Vliv odběrů vody na technické zasněžování na odtokovou výšku hlavních toků v Krkonoších. *Opera Corcontica*. 2012, 49, s. 73–87.

TOMÁŠEK, M. (2007): Půdy České republiky. Český geologický ústav, Praha.

VAN LOON, A. F. (2015): Hydrological drought explained. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 2(4), s. 359–392.

VAN LOON, A. F., GLEESON, T., CLARK, J., VAN DIJK, A. I., STAHL, K., HANNAFORD, J., DI BALDASSARRE, G., TEULING, A. J., TALLAKSEN, L. M., UIJLENHOET, R., HANNAH, D. M. (2016): Drought in the Anthropocene. *Nature Geoscience*, 9(2), s. 89–91.

VAN PELT, S. C., BEERSMA, J. J., BUISHAND, T. A., VAN DEN HURK, B. J. J. M., KABAT, P. (2012): Future changes in extreme precipitation in the Rhine basin based on global and regional climate model simulations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, s. 4517–4530.

- VAN VUUREN, D. P., EDMONDS, J., KAINUMA, M., et al. (2011): The representative concentration pathways: an overview. *Climatic Change* 109, s. 5–31.
- VIZINA, A., HORÁČEK, S. A HANEL, M. (2015) Nové možnosti modelu Bilan. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*, 57(4–5), s. 7–10.
- VIZINA, A., HANEL, M., TRNKA, M., DAŇHELKA, J., GREGORIEOVÁ, I., PAVLÍK, P., HEŘMANOVSKÝ, M. (2018): HAMR: online systém pro zvládání sucha – operativní řízení během suché epizody. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*, 60, 5, s. 22–28.
- VLACH, V. (2019): Hydrologické sucho v pramenných oblastech Krušných hor. Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 104 s.
- VLACH, V., LEDVINKA, O., MATOUŠKOVÁ M. (2020): Changing Low Flow and Stream Drought Seasonality in Central European Headwaters, *Water*, 12 (12), 3575, 20 s.
- VOREL, Č. (1937): Sucha na území Československé republiky v posledních desetiletích. Práce a studie, sešit 22. Státní ústavy hydrologický a hydrotechnický T. G. Masaryka, Praha, 14 s.
- WARNER, T. W. (2011): Numerical weather and climate prediction. Cambridge: Cambridge University Press, 526 s.
- WILHITE, D. A., GLANTZ, M. H. (1985): Understanding the drought phenomenon: The role of definitions, *Water International*, 10 (3), s. 111–120.
- WILHITE, D. A. (1994): Preparing for Drought: A Guidebook for Developing Countries. Diane Publishing, 78 s.
- YU, K. X., XIONG, L., GOTTSCHALK, L. (2014): Derivation of low flow distribution functions using copulas. *Journal of Hydrology*, 508, s. 273–288.
- ZARAFSHANI, K., SHARAFI, L., AZADI, H., VAN PASSEL, S. (2016): Vulnerability assessment models to drought: Toward a conceptual framework. *Sustainability*, 8, 588 s.
- ZUBIETA, R., MOLINA-CARPIO, J., LAQUI, W., SULCA, J., ILBAY, M. (2021): Comparative Analysis of Climate Change Impacts on Meteorological, Hydrological, and Agricultural Droughts in the Lake Titicaca Basin. *Water*, 13(2), 175, 24 s.

9.2 Digitální zdroje

AOPK (2021): Přírodní poměry. Dostupné z: <https://gis.nature.cz/arcgis/rest/services/PrirodniPomery> (cit. 10. 1. 2021).

ARCDATA PRAHA (2021): ArcČR – Digitální geografická databáze, verze 3.3. Dostupné z: <https://www.arcdata.cz/produkty/geograficka-data/arccr-500> (cit. 10. 1. 2021).

ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA: WMS Mapy. Dostupné na: www.mapy.geology.cz (cit. 10. 1. 2021).

ČESKÝ HYDROMEOROLOGICKÝ ÚSTAV: Hydrologické ročenky České republiky. Dostupné z: <http://voda.chmi.cz/roc/index.html> (cit. 10. 1. 2021).

ČESKÝ HYDROMEOROLOGICKÝ ÚSTAV: Hydrologická bilance množství a jakosti vody ČR. Dostupné z: <http://voda.chmi.cz/opzv/bilance/bilance.htm> (cit. 10. 1. 2021).

VÝZKUMNÝ ÚSTAV VODOHOSPODÁŘSKÝ T. G. MASARYKA, Digitální báze vodohospodářských dat (DIBAVOD). Dostupné z: <http://www.dibavod.cz/> (cit. 10. 1. 2021).

EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY: Corine Land Cover database. Dostupné z: <https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover> (cit. 10. 1. 2019).

IPCC (2000): Special Report on Emissions Scenarios – SRES. Dostupné z: <http://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/spm/sres-en.pdf> (cit. 10. 1. 2021).

IPCC (2007): AR4 Climate Change 2007: Climate Change Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Dostupné z: <https://www.ipcc.ch/report/ar4/wg2/> (cit. 10. 1. 2021).

IPCC (2014): A5 Synthesis Report. Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Dostupné z: <https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/> (cit. 10. 1. 2021).

IPCC (2021): Assessment reports. Dostupné z: <https://www.ipcc.ch> (cit. 10. 1. 2021)

NDMC (National Drought Mitigation Center) (2012): Droughts Basic. Types of drought. National Drought Mitigation Center, University of Nebraska–Lincoln, U.S.A. Dostupné z: <http://www.drought.unl.edu/DroughtBasics/TypesofDrought.aspx> (cit. 10. 1. 2021).

R Core Team. R (2016): A Language and Environment for Statistical Computing, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. Dostupné z: <https://www.R-project.org> (cit. 10. 1. 2021).

TRNKA, M., et al. (2016): Průvodce změnou klimatu. Klimatická změna, Czech Adapt. Dostupné z: <https://www.klimatickazmena.cz/cs/vse-o-klimaticke-zmene/pruvodce-zmenou-klimatu/> (cit. 10. 1. 2021).

USGCRP (2017): Climate Science Special Report. Dostupné z: <https://science2017.globalchange.gov> (cit. 10. 1. 2021).

10 SEZNAM PŘÍLOH

10.1 Seznam obrázků

<i>Obrázek 1: Vývoj průměrných ročních průtoků povodí Loděnice</i>	24
<i>Obrázek 2: Gridová trojrozměrná síť</i>	31
<i>Obrázek 3: Schematické zobrazení scénářů SRES do čtyř skupin</i>	37
<i>Obrázek 4: Porovnání linií emisních scénářů RCP představujících koncentrace oxidu uhličitého</i>	39
<i>Obrázek 5: Schematický přehled procesu hydrologického modelování dopadů změn klimatu</i>	42
<i>Obrázek 6: Přehledná mapa vybraných povodí – Blšanka a Loděnice</i>	44
<i>Obrázek 7 a 8: Výškové a sklonitostní poměry vybraných povodí – Blšanka a Loděnice</i>	45
<i>Obrázek 9: Orientace svahů ve vybraných povodí – Blšanka a Loděnice</i>	46
<i>Obrázek 10 a 11: Porovnání krajinného pokryvu v roce 1990 a 2018 ve vybraných povodích</i>	47
<i>Obrázek 12: Geografická mapa povodí Blšanky</i>	48
<i>Obrázek 13: Geomorfologické poměry v povodí Loděnice</i>	49
<i>Obrázek 14: Geologické poměry v povodí Blšanky</i>	51
<i>Obrázek 15: Porovnání teplot vzduchu v obdobích 1969–1994 a 1995–2019 v povodí Blšanky</i>	52
<i>Obrázek 16: Porovnání úhrnů srážek v obdobích 1969–1994 a 1995–2019 v povodí Blšanky</i>	53
<i>Obrázek 17 a 18: Průměrné roční a měsíční průtoky Blšanky v období 1969–2019</i>	54
<i>Obrázek 19: Pedologické poměry v povodí Blšanky</i>	55
<i>Obrázek 20: Geografická mapa povodí Loděnice</i>	56
<i>Obrázek 21: Geomorfologické poměry v povodí Loděnice</i>	57
<i>Obrázek 22: Geologické poměry v povodí Loděnice</i>	59
<i>Obrázek 23: Porovnání teploty vzduchu v obdobích 1977–1998 a 1999–2019 v povodí Loděnice</i>	60
<i>Obrázek 24: Porovnání úhrnů srážek v obdobích 1977–1998 a 1999–2019 v povodí Loděnice</i>	60
<i>Obrázek 25 a 26: Průměrné roční a měsíční průtoky Loděnice v období 1977–2019</i>	61
<i>Obrázek 27: Pedologické poměry v povodí Loděnice</i>	63
<i>Obrázek 28: Porovnání celkového a základního odtoku vypočteného metodou 30denních klouzavých minim</i>	66
<i>Obrázek 29: Přehledné schéma hydrologického modelu BILAN</i>	70
<i>Obrázek 30: Průměrné roční úhrny srážek v pozorovaném období ve vybraných povodích</i>	78
<i>Obrázek 31 a 32: Měsíční úhrny srážek v pozorovaném období ve vybraných povodích</i>	78
<i>Obrázek 33: Průměrné úhrny srážek v jednotlivých měsících pozorovaného období</i>	79

<i>Obrázek 34: Průměrné roční teploty vzduchu v pozorovaném období ve vybraných povodích.....</i>	<i>80</i>
<i>Obrázek 35 a 36: Měsíční teploty vzduchu v pozorovaném období ve vybraných povodích.....</i>	<i>80</i>
<i>Obrázek 37: Průměrná měsíční teplota v jednotlivých měsících pozorovaného období.....</i>	<i>80</i>
<i>Obrázek 38 a 39: Průměrné roční úhrny aktuální a potenciální evapotranspirace v pozorovaném období ve vybraných povodích.....</i>	<i>81</i>
<i>Obrázek 40 a 41: Průměrné úhrny aktuální a potenciální evapotranspirace v jednotlivých měsících pozorovaného období.....</i>	<i>82</i>
<i>Obrázek 42: Průměrné roční odtoky v pozorovaném období ve vybraných povodích.....</i>	<i>82</i>
<i>Obrázek 43 a 44: Průměrné měsíční odtoky v pozorovaném období ve vybraných povodích.....</i>	<i>83</i>
<i>Obrázek 45 a 46: Průměrné odtoky v jednotlivých měsících pozorovaného období.....</i>	<i>83</i>
<i>Obrázek 47 a 48: Procentuální změny srážkových úhrnů pro povodí Blšanky v jednotlivých měsících podle scénářů koncentrací v období 2020–2050 a 2070–2100.....</i>	<i>86</i>
<i>Obrázek 49 a 50: Procentuální změny srážkových úhrnů pro povodí Loděnice v jednotlivých měsících podle scénářů koncentrací v období 2020–2050 a 2070–2100.....</i>	<i>86</i>
<i>Obrázek 51 a 52: Procentuální změny srážkových úhrnů pro povodí Blšanky v jednotlivých měsících podle GCM v období 2020–2050 a 2070–2100.....</i>	<i>87</i>
<i>Obrázek 53 a 54: Procentuální změny srážkových úhrnů pro povodí Loděnice v jednotlivých měsících podle GCM v období 2020–2050 a 2070–2100.....</i>	<i>88</i>
<i>Obrázek 55 a 56: Změny průměrných teplot vzduchu pro povodí Blšanky v jednotlivých měsících podle scénářů koncentrací v období 2020–2050 a 2070–2100.....</i>	<i>89</i>
<i>Obrázek 57 a 58: Změny průměrných teplot vzduchu pro povodí Loděnice v jednotlivých měsících podle scénářů koncentrací v období 2020–2050 a 2070–2100.....</i>	<i>89</i>
<i>Obrázek 59 a 60: Změny průměrných teplot vzduchu pro povodí Blšanky v jednotlivých měsících podle GCM v období 2020–2050 a 2070–2100.....</i>	<i>90</i>
<i>Obrázek 61 a 62: Změny průměrných teplot vzduchu pro povodí Loděnice v jednotlivých měsících podle GCM v období 2020–2050 a 2070–2100.....</i>	<i>90</i>
<i>Obrázek 63 a 64: Absolutní změna odtoků v povodí Blšanky v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu.....</i>	<i>91</i>
<i>Obrázek 65 a 66: Absolutní změna odtoků v povodí Loděnice v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu.....</i>	<i>91</i>
<i>Obrázek 67 a 68: Podíl odtoku v období 2020–2050 a 2070–2100 oproti odtoku pozorovaného období v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – povodí Blšanka.....</i>	<i>92</i>
<i>Obrázek 69 a 70: Podíl odtoku v období 2020–2050 a 2070–2100 oproti odtoku pozorovaného období v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – povodí Loděnice.....</i>	<i>93</i>
<i>Obrázek 71 a 72: Absolutní změna odtoků v povodí Blšanky v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – období 2020–2050 a období 2070–2100.....</i>	<i>94</i>
<i>Obrázek 73 a 74: Absolutní změna odtoků v povodí Loděnice v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – období 2020–2050 a období 2070–2100.....</i>	<i>94</i>
<i>Obrázek 75 a 76: Podíl odtoku v období 2020–2050 a 2070–2100 oproti odtoku pozorovaného období v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – povodí Blšanka.....</i>	<i>95</i>
<i>Obrázek 77 a 78: Podíl odtoku v období 2020–2050 a 2070–2100 oproti odtoku pozorovaného období v jednotlivých měsících podle scénářů klimatu – povodí Loděnice.....</i>	<i>95</i>

<i>Obrázek 79 a 80: Změna základních složek hydrologické bilance ve scénářovém období 2020–2050 a 2070–2100 v povodí Blšanky</i>	96
<i>Obrázek 81 a 82: Změna základních složek hydrologické bilance ve scénářovém období 2020–2050 a 2070–2100 v povodí Loděnice</i>	97
<i>Obrázek 83 a 84: Výskyt nedostatkových objemů v povodí Blšanky a v povodí Loděnice</i>	98
<i>Obrázek 85 a 86: Procentuální podíl standardizovaných nedostatkových objemů v povodí Blšanky a v povodí Loděnice</i>	99
<i>Obrázek 87 a 88: Výskyt nedostatkových objemů v povodí Blšanky v období 2020–2050 a 2070–2100 podle scénářů klimatu</i>	99
<i>Obrázek 89 a 90: Velikost nedostatkových objemů v povodí Blšanky v období 2020–2050 a 2070–2100 podle scénářů klimatu</i>	100
<i>Obrázek 91 a 92: Výskyt nedostatkových objemů v povodí Loděnice v období 2020–2050 a 2070–2100 podle scénářů klimatu</i>	100
<i>Obrázek 93 a 94: Velikost nedostatkových objemů v povodí Loděnice v období 2020–2050 a 2070–2100 podle scénářů klimatu</i>	101
<i>Obrázek 95 a 96: Výskyt nedostatkových objemů v povodí Blšanky v období 2020–2050 a 2070–2100 podle globálních klimatických modelů</i>	102
<i>Obrázek 97 a 98: Velikost nedostatkových objemů v povodí Blšanky v období 2020–2050 a 2070–2100 podle globálních klimatických modelů</i>	102
<i>Obrázek 99 a 100: Výskyt nedostatkových objemů v povodí Loděnice období 2020–2050 a 2070–2100 podle globálních klimatických modelů</i>	103
<i>Obrázek 101 a 102: Velikost nedostatkových objemů v povodí Loděnice v období 2020–2050 a 2070–2100 podle globálních klimatických modelů</i>	103
<i>Obrázek 103 a 104: Srovnání minimálních ročních odtoků podle scénářů klimatu v pozorovaném období, v období 2020–2050 a 2070–2100 – povodí Blšanka</i>	104
<i>Obrázek 105 a 106: Srovnání minimálních ročních odtoků podle scénářů klimatu v pozorovaném období, v období 2020–2050 a 2070–2100 – povodí Loděnice</i>	104
<i>Obrázek 107 a 108: Srovnání minimálních ročních odtoků podle globálních klimatických modelů v pozorovaném období, v období 2020–2050 a 2070–2100 – povodí Blšanka</i>	105
<i>Obrázek 109 a 110: Srovnání minimálních ročních odtoků podle globálních klimatických modelů v pozorovaném období, v období 2020–2050 a 2070–2100 – povodí Loděnice</i>	106
<i>Obrázek 111: Přehledné schéma znázorňující postup tvorby scénářových řad a provedení simulací</i>	112

10.2 Seznam tabulek

<i>Tabulka 1: Výhody a nevýhody jednotlivých metod downscalingu</i>	<i>33</i>
<i>Tabulka 2: Přehled změn krajinného pokryvu v roce 1990 ve vybraných povodích</i>	<i>47</i>
<i>Tabulka 3: Přehled změn krajinného pokryvu v roce 2018 ve vybraných povodích</i>	<i>47</i>
<i>Tabulka 4: Přehled srážkových úhrnů a teploty vzduchu v povodí Blšanky</i>	<i>52</i>
<i>Tabulka 5: Přehled srážkových úhrnů a teploty vzduchu v povodí Loděnice</i>	<i>60</i>
<i>Tabulka 6: Údaje o limnigrafických stanicích na vodních tocích Loděnice a Blšanka</i>	<i>65</i>
<i>Tabulka 7: Přehled jednotlivých částí modelu BILAN</i>	<i>68</i>
<i>Tabulka 8: Parametry hydrologického modelu BILAN při použití denního či měsíčního typu</i>	<i>71</i>
<i>Tabulka 9: Přehled jednotlivých použitých projekcí</i>	<i>75</i>
<i>Tabulka 10: Výsledky kalibrace hydrologického modelu BILAN. Přehled osmi kalibrovaných parametrů</i>	<i>77</i>
<i>Tabulka 11: Přehled vypočtených procentuálních změn srážkových úhrnů podle použitých projekcí</i>	<i>84</i>
<i>Tabulka 12: Přehled vypočtených změn teploty vzduchu podle použitých projekcí</i>	<i>85</i>

Epilog:

„Všechny modely jsou špatné, ale některé jsou použitelné“

– George Box (britský statistik)